



ČESKÉ VYSOKÉ UČENÍ TECHNICKÉ V PRAZE

Fakulta stavební

Katedra hydrauliky a hydrologie

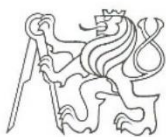
**Analýza vertikálních profilů základních meteorologických veličin na
meteostanici v Dukovanech**

**Analysis of vertical profiles of basic meteorological variables at
Dukovany weather station**

Diplomová práce

Studijní program: Stavební inženýrství
Studijní obor: Inženýrství životního prostředí
Vedoucí práce: doc. Ing. Michal Dohnal, Ph.D.

Bc. Filip Černý
Praha, květen 2018



ČESKÉ VYSOKÉ UČENÍ TECHNICKÉ V PRAZE

Fakulta stavební

Tháškova 7, 166 29 Praha 6

ZADÁNÍ DIPLOMOVÉ PRÁCE

I. OSOBNÍ A STUDIJNÍ ÚDAJE

Příjmení: Bc. Černý Jméno: Filip Osobní číslo: 410672

Zadávající katedra: Katedra hydrauliky a hydrologie

Studijní program: Stavební inženýrství

Studijní obor: Inženýrství životního prostředí

II. ÚDAJE K DIPLOMOVÉ PRÁCI

Název diplomové práce: Analýza vertikálních profilů základních meteorologických veličin na meteostanici Dukovany

Název diplomové práce anglicky: Analysis of vertical profiles of basic meteorological variables at Dukovany weather station

Pokyny pro vypracování:

Analýzujte data z meteorologického stožáru poskytnutá Českým hydrometeorologickým ústavem. Vertikální profily teploty použijte k zhodnocení změn teplotního gradientu v jednotlivých letech a k hodnocení stability atmosféry. Proveďte porovnání s předpoklady stability atmosféry vyjádřenými v bakalářské práci - F. Černý, "Vliv vlastností povrchu na vertikální profily rychlosti větru", ČVUT v Praze, 2016. Povětrnostní poměry stanoviště charakterizujte diagramy větrných růžic. Na všech výškových úrovních vypočítejte aktuální tlak vodních par, potenciální teplotu a sytostní doplněk. Na dostupných datech posuďte předpoklad konstantnosti vertikálních toků vodní páry v přízemní vrstvě mezní vrstvy atmosféry.

Seznam doporučené literatury:

Arya, S. P. (1988). Introduction to micrometeorology. San Diego: Academic Press.

Jméno vedoucího diplomové práce: doc. Ing. Michal Dohnal, PhD.

Datum zadání diplomové práce: 21. 2. 2018

Termín odevzdání diplomové práce: 20. 5. 2018

Údaj uveďte v souladu s datem v časovém plánu příslušného ak. roku

Podpis skryt

Podpis vedoucího práce

Podpis skryt

Podpis vedoucího katedry

III. PŘEVZETÍ ZADÁNÍ

Beru na vědomí, že jsem povinen vypracovat diplomovou práci samostatně, bez cizí pomoci, s výjimkou poskytnutých konzultací. Seznam použité literatury, jiných pramenů a jmen konzultantů je nutné uvést v diplomové práci a při citování postupovat v souladu s metodickou příručkou ČVUT „Jak psát vysokoškolské závěrečné práce“ a metodickým pokynem ČVUT „O dodržování etických principů při přípravě vysokoškolských závěrečných prací“.

21.2.18

Datum převzetí zadání

Podpis skryt

Podpis studenta(ky)

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem zadanou diplomovou práci vypracoval sám a že jsem uvedl veškeré použité informační zdroje.

Souhlasím s užitím tohoto školního díla ve smyslu §60 Zákona č. 121/2000 Sb., o právu autorském, o právech souvisejících s právem autorským a o změně některých zákonů (autorský zákon).

V Praze dne

.....

Podpis

Poděkování

Děkuji vedoucímu diplomové práce doc. Ing. Michalu Dohnalovi, Ph.D., za odborné vedení, za pomoc a cenné rady při zpracování této práce. Děkuji RNDr. Vladimíru Vozobulemu a ČHMÚ za poskytnutá data a zpřístupnění stožáru a observatoře Dukovany. V neposlední řadě děkuji Mgr. Karlu Vojákovi a Ing. Petru Sklenářovi, Ph.D., za inspiraci, čas a poskytnuté rady.

Analýza vertikálních profilů základních meteorologických veličin
na meteostanici Dukovany

Analysis of vertical profiles of basic meteorological variables at
Dukovany weather station

Anotace

Práce se zabývá analýzou vertikálních profilů meteorologických veličin měřených na meteorologickém stožáru v Dukovanech. Vertikální profily jsou využity k výpočtu teplotního gradientu. Vypočteny jsou také aktuální a nasycený tlak vodních par a sytostní doplněk na všech výškových úrovních. Povětrnostní poměry na lokalitě Dukovany jsou charakterizovány pomocí větrných růžic. Meteorologická data jsou filtrována s ohledem na celistvost a kvalitu měření. Cílem práce je posoudit předpoklady teplotního zvrstvení atmosféry vyjádřené v bakalářské práci autora pomocí teplotních gradientů a dále zhodnotit konstantnost vertikálních toků vodní páry v přízemní vrstvě mezní vrstvy atmosféry.

Klíčová slova

Teplotní gradient, stabilita atmosféry, teplota a vlhkost vzduchu, mezní vrstva, větrné růžice, přízemní vrstva atmosféry, tok vodní páry

Annotation

The thesis deals with the analysis of the vertical profiles of meteorological quantities, which have been measured at a meteorological mast in Dukovany. The vertical profiles are used for enumeration of the temperature gradient. Actual and saturated water vapor pressure are also calculated as well as saturation deficit. The wind conditions at Dukovany location are characterized using the wind roses. The meteorological data are filtered based on the integrity and quality of the dataset. The target of the thesis is to assess the assumptions of the atmospheric thermal layering expressed in an author's bachelor thesis using the temperature gradients as well as to evaluate the assumption of uniformity of water vapor flux in the surface layer of the atmospheric boundary layer.

Keywords

Temperature gradient, atmospheric stability, air temperature and humidity, atmospheric boundary layer, wind roses, water vapor flux

Obsah

1	Úvod	12
1.1	Motivace ke zpracování a popis práce	12
1.2	Cíle práce	13
1.3	Obsahová struktura práce	13
2	Teorie	14
2.1	Vlhký vzduch v troposféře	14
2.1.1	Vztah skupenství vody v atmosféře	14
2.1.2	Vyjádření vlhkosti vzduchu	15
2.2	Vertikální členění atmosféry	18
2.3	Stabilita atmosféry	20
2.3.1	Teplotní gradient	21
2.3.2	Teplotní inverze	25
2.4	Teorie výparu	25
2.4.1	Radiační bilance zemského povrchu a přenosy tepla v atmosféře	25
2.4.2	Evapotranspirace a její odhad	27
2.5	Vliv překážek na proudění vzduchu	29
3	Použitý datový soubor, metody měření a výpočtů	30
3.1	Datový soubor	31
3.2	Zájmová lokalita	32
3.3	Technické specifikace čidel měření vlhkosti a teploty vzduchu	34
3.4	Větrné růžice	39
4	Výsledky a diskuze	40
4.1	Analýza datového souboru a výběr vhodných dat teploty	41
4.2	Ověření kvality dat o vlhkosti vzduchu	44
4.3	Statistická analýza větrných charakteristik stanoviště	52
4.4	Stabilita atmosféry v Dukovanech v letech 2007–2014	61
4.4.1	Sezónní změny teplotního zvrstvení	63
4.4.2	Vertikální profily teploty a teplotní gradienty	66
4.4.3	Porovnání s předpoklady o stabilitě vyjádřenými v Černý (2016)	70
4.5	Vertikální profily vlhkosti vzduchu	71
4.6	Odhad evapotranspirace	77
4.6.1	Analýza Thornthwaite–Holzmanovy rovnice a citlivostní analýza	77
4.6.2	Citlivostní analýza T–H rovnice na profily rychlosti větru	80
4.6.3	Porovnání měření s předpoklady	81
4.7	Analýza odhadu výparu pomocí T–H rovnice	82
5	Shrnutí a závěr práce	91
6	Literatura a zdroje	94
6.1	Knižní zdroje	94
6.2	Články	95
6.3	Akademické práce	95
6.4	Manuály a technické normy	96
6.5	Ostatní zdroje	96
7	Přílohy	97
7.1	Seznam příloh	97

Seznam obrázků

Obrázek 1 Fázový diagram vody	14
Obrázek 2 Závislost tlaku nasycené vodní páry na teplotě	16
Obrázek 3 Vertikální členění atmosféry podle teploty	19
Obrázek 4 Vertikální členění troposféry	19
Obrázek 5 Vertikální profily teploty pro jednotlivá teplotní zvrstvení.....	23
Obrázek 6 Vertikální teplotní profily pro jednotlivé nasyceně adiabatické gradienty.....	23
Obrázek 7 Změny stability atmosféry s výškou v závislosti na změně potenciální teploty.....	24
Obrázek 8 Vertikální profily teploty srovnávané s adiabatickými gradienty dne 22.8.2013	24
Obrázek 9a;b Laminární a turbulentní proudění při nárazu do překážky	30
Obrázek 10 Polohy měřicího stanoviště Dalešice a Dukovany	33
Obrázek 11 Orto snímek okolí měřicího stanoviště Dalešice s vyznačeným umístěním	33
Obrázek 12 Závislost elektrického odporu Pt100 na teplotě vzduchu	36
Obrázek 13 Vlhkoměr Vaisala HMP155 v radiačním krytu, severní konzola, úr.18 m	37
Obrázek 14 Sdružené přístrojové vybavení, vyznačený teploměr, jižní konzola, úr. 79 m	37
Obrázek 15 Složení vlhkoměru Vaisala HMP 155	38
Obrázek 16 Instalace vlhkoměru v radiačním krytu a složení radiačního krytu.....	38
Obrázek 17 Zastoupení ročních období ve vybraných datech	45
Obrázek 18 Předpokládané denní chody teploty vzduchu, RH a teploty rosného bodu	46
Obrázek 19 Maximální denní RH a pravděpodobně chybná měření v r. 1988	46
Obrázek 20 Denní chody analyzovaných veličin na úrovni 2 m dne 14.6.2014	47
Obrázek 21 Denní chody analyzovaných veličin na úrovni 119 m dne 14.6.2014	47
Obrázek 22 Denní chody analyzovaných veličin mezi 3–6.3.2012 – 2 m	48
Obrázek 23 Denní chody analyzovaných veličin mezi 3–6.3.2012 – 119 m	48
Obrázek 24 Hodnoty RH pro $T - T_d \leq 1$; úroveň 2 m	49
Obrázek 25 Hodnoty RH $T - T_d \leq 1$; úroveň 119 m	49
Obrázek 26 Hodnoty RH pro $T - T_d \geq 10$; úroveň 2 m	50
Obrázek 27 Hodnoty RH pro $T - T_d \geq 10$; úroveň 119 m	50
Obrázek 28 Četnost výskytu stavu nasycení na jednotlivých úrovních.....	51
Obrázek 29 Podmíněná větrná růžice, měsíc březen, úroveň 10 m	53
Obrázek 30 Větrná růžice, měsíc březen, úroveň 10 m, zdroj Windfinder	53
Obrázek 31 Podmíněná větrná růžice, měsíc květen, úroveň 10 m	54
Obrázek 32 Větrná růžice, měsíc květen, úroveň 10 m, zdroj Windfinder	54
Obrázek 33 Podmíněná větrná růžice, měsíc srpen, úroveň 10 m	55
Obrázek 34 Větrná růžice, měsíc srpen, úroveň 10 m, zdroj Windfinder	55
Obrázek 35 Podmíněná větrná růžice, měsíc říjen, úroveň 10 m	56
Obrázek 36 Větrná růžice, měsíc říjen, úroveň 10 m, zdroj Windfinder	56
Obrázek 37 Podmíněná větrná růžice, měsíc prosinec, úroveň 10 m	57
Obrázek 38 Větrná růžice, měsíc prosinec, úroveň 10 m, zdroj Windfinder	57
Obrázek 39 Podmíněná větrná růžice, rok 2010, úroveň 10 m	58
Obrázek 40 Podmíněná větrná růžice, rok 2014, úroveň 10 m	58
Obrázek 41 Podmíněná větrná růžice, celek, úroveň 10 m	59
Obrázek 42 Podmíněná větrná růžice, průměrný rok, úroveň 10 m, zdroj Windfinder	59

Obrázek 43 Uvažovaný výběr zvrstvení pro $RH < 97\%$	62
Obrázek 44 Uvažovaný výběr zvrstvení pro $RH > 97\%$; změna sklonu na základě teploty	62
Obrázek 45a;b Zastoupení ročních období a teplotních zvrstvení.....	63
Obrázek 46 Relativní četnosti teplotních zvrstvení v letech 2007–2014	64
Obrázek 47 Denní chody teplotního zvrstvení – nestabilní TZ.....	64
Obrázek 48 Chody teplotních zvrstvení – inverzní TZ	65
Obrázek 49 Denní chody teplotních zvrstvení – indiferentní TZ.....	65
Obrázek 50 Průměrné vertikální profily teploty v jednotlivých měsících – indiferentní zvrstvení	66
Obrázek 51 Průměrné vertikální profily teploty v jednotlivých měsících – nestabilní zvrstvení	66
Obrázek 52 Průměrné vertikální profily teploty v jednotlivých měsících – inverzní zvrstvení	67
Obrázek 53 Průměrný vert. profil teploty porovnaný s adiabaty, nestabilní TZ, nenasycený vzduch... ..	67
Obrázek 54 Průměrný vert. profil teploty porovnaný s adiabaty, indiferentní TZ, nenas. vzduch	68
Obrázek 55 Průměrný vert. profil teploty porovnaný s adiabaty, stab. neinverzní TZ, nenas. vzduch .	68
Obrázek 56 průměrný vert. profil teploty porovnaný s adiabaty, inverzní TZ, nenasycený vzduch.....	68
Obrázek 57 Průměrný vert. profil teploty porovnaný s adiabaty, nestabilní TZ, nasycený vzduch	69
Obrázek 58 Průměrný vert. profil teploty porovnaný s adiabaty, indiferentní TZ, nasycený vzduch....	69
Obrázek 59 Průměrný vert. profil teploty porovnaný s adiabaty, inverzní TZ, nasycený vzduch.....	69
Obrázek 60a;b Denní chody RH a hustoty vodní páry v letech 2007–2014 na úrovni 2 m.....	74
Obrázek 61a;b Denní chody RH a hustoty vodní páry v letech 2007–2014 na úrovni 119 m.....	74
Obrázek 62a;b Denní chody teploty vzduchu v letech 2007–2014 na úrovních 2 m a 119 m	74
Obrázek 63a;b Vertikální profily RH a hustoty vodní páry v letech 2007–2014 mezi 21:00 a 03:00	75
Obrázek 64a;b Vertikální profily RH a hustoty vodní páry v letech 2007–2014 mezi 06:00 a 09:00	75
Obrázek 65a;b Vertikální profily RH a hustoty vodní páry v letech 2007–2014 mezi 18:00 a 21:00	75
Obrázek 66 Vertikální profily hustoty vodní páry mezi lety 2007–2014 v Dukovanech při inverzích.....	76
Obrázek 67 Sezónní vlivy na aerodynamický odpor	78
Obrázek 68 Sezónní vlivy na aerodynamický odpor – detail pro $(u_2 - u_1)$ mezi 0 a $0,3 \text{ ms}^{-1}$	79
Obrázek 69a;b Logaritmický profil rychlosti větru a aerodynamický odpor mezi úrovněmi	79
Obrázek 70 Odhad výparu mezi úrovněmi 2/18 m pro různé teploty, teplotní gradienty a rozdíly rychlostí vzduchu; uvažované d_0 a z_0 pro model = 0	80
Obrázek 71a;b Ideální log. profil větru při RMSE 0,02 a zpětně modelovaný profil pro RMSE 0,24	81
Obrázek 72 Odhad denní průměrné intenzity výparu v 8/2008, využití denních a hodinových průměrů. ..	82
Obrázek 73 Denní průměrná intenzita výparu v roce 2014 pro jednotlivé úrovně, denní průměry	82
Obrázek 74 Denní průměrná intenzita výparu v roce 2014 pro jednotlivé úrovně, hodinové průměry ...	83
Obrázek 75 Srovnání vertikálních profilů větru v měsících duben, květen a červen roku 2014.....	84
Obrázek 76 Odhad úhrnu výparu v roce 2008	85
Obrázek 77 Odhad úhrnu výparu v roce 2012	85
Obrázek 78 Odhad úhrnu výparu v roce 2013	86
Obrázek 79 Odhad úhrnu výparu v roce 2014	86
Obrázek 80 Rychlosti větru na jednotlivých úrovních v roce 2013	87
Obrázek 81 Rychlosti větru na jednotlivých úrovních v roce 2012	88
Obrázek 82 Rychlosti větru na jednotlivých úrovních v roce 2014	88
Obrázek 83 Porovnání odhadu úhrnu výparu a sytostního doplnku v analyzovaných letech	90

Seznam tabulek

Tabulka 1 Hodnoty nasyceně adiabatického teplotního gradientu pro různé T a p	22
Tabulka 2 Rozsahy a přesnosti měření a rozsahy provozních teplot Vaisala HMP 155	35
Tabulka 3 Rozsahy a přesnosti měření a rozsahy provozních teplot teploměru Thies	36
Tabulka 4 Beaufortova stupnice rychlosti větru	39
Tabulka 5 Relativní četnost naměřených dat teploty vzduchu na úrovni 2 m v %	42
Tabulka 6 Relativní četnost naměřených dat teploty vzduchu na úrovni 135 m v %	42
Tabulka 7 Výsledek výběru vhodných dat v %	43
Tabulka 8 Výsledek výběru vhodných dat po změně parametrů kroku 3 v %	43
Tabulka 9 Relativní četnost zaznamenaných dat RH v čase na všech úrovních v %	44
Tabulka 10 Relativní četnost naměřených dat rychlostí a směrů větru v jednotlivých měsících a letech .	52
Tabulka 11 Průměrná hodnota q_v v jednotlivých měsících let 2007–2014 na stožáru v Dukovanech – nejvyšší a nejnižší patro, směrodatná odchylka a variační koeficienty a vypočtený gradient q_v	72
Tabulka 12 Užití hodnoty náhradní výšky posunutí a drsnostní výšky při analýze aerodynam. odporu ..	78
Tabulka 13 Srovnání odhadu výparu s hodnotami ET–FAO (2018).....	89

Seznam vzorců

- v.1 – Daltonův zákon
- v.2 – Stavová rovnice suchého vzduchu
- v.3 – Stavová rovnice vodní páry
- v.4 – Stavová rovnice vlhkého vzduchu
- v.5 – Využití Daltonova zákona pro vlhký vzduch
- v.6 – Tlak vzduchu s využitím virtuální teploty
- v.7 – Směšovací poměr
- v.8 – Směšovací poměr s využitím Daltonova zákona
- v.9 – Clausius–Clapeyronova rovnice
- v.10 – Měrná vlhkost
- v.11 – Vztah směšovacího poměru a měrné vlhkosti
- v.12 – Vztah směšovacího poměru a měrné vlhkosti v reálné atmosféře
- v.13 – Relativní vlhkost
- v.14 – Aktuální tlak vodní páry pomocí RH
- v.15 – Hustota vodní páry
- v.16 – Ekmanova tloušťka
- v.17 – Lokální teplotní gradient
- v.18 – Suchoadiabatický teplotní gradient
- v.19 – Směšovací poměr
- v.20 – Radiační bilance zemského povrchu
- v.21 – Tepelná kondukce
- v.22 – Tepelná konvekce
- v.23 – Fickův zákon molekulární difuze
- v.24 – Fickův zákon molekulární difuze pro vodní páru v atmosféře
- v.25 – Tok latentního tepla
- v.26 – Specifické latentní teplo
- v.27 – Odhad výparu pomocí bilanční rovnice povodí
- v.28 – Tok latentního tepla pomocí metody energetické bilance
- v.29 – Bowenův poměr
- v.30 – Odhad evapotranspirace pomocí metody Bowenova poměru
- v.31 – Přenos hybnosti při turbulentním proudění
- v.32 – Třecí rychlost
- v.33 – Aerodynamický odpor
- v.34 – Aerodynamický odpor s náhradní výškou posunutí
- v.35 – Thornthwaite–Holzmanova rovnice
- v.36 – Priestley–Taylorova rovnice
- v.37 – Reynoldsovo číslo
- v.38 – Upravená stavová rovnice pro výpočet hustoty suchého vzduchu
- v.39 – Barometrická rovnice

1 Úvod

1.1 Motivace ke zpracování a popis práce

V závěrečné části diskuze bakalářské práce autora Černý (2016) bylo vyjádřeno několik bodů, které by měly být analyzovány a případně revidovány tak, aby bylo možné ověřit a zpřesnit výsledky diskutované v bakalářské práci a případně je využít i pro budoucí zájemce o prohloubení témat, kterými se bakalářské práce zabývala. Hlavní motivací této práce bylo využít původní a nově získaná data a provést analýzy meteorologických veličin, které v bakalářské práci nebylo možno dokončit, nebo byly jen vyjádřeny ve formě předpokladů. Tato diplomová práce se věnovala analýze několika předpokladů o stavu atmosféry v době měření, vyjádřených v bakalářské práci Černý (2016), jež bylo možné zhodnotit díky nově nabytým datům o teplotě a vlhkosti vzduchu, které byly zaznamenány ve stejný časový úsek na stožáru Dukovany. Tato data poskytlo zastoupení ČHMÚ v Dukovanech. Data byla také srovnána s dostupnými externími zdroji. Práce se dále zabývala rozšířením analýzy na nově nabytá měření meteorologických veličin, díky kterým bylo možno najednou použít měření teploty, vlhkosti vzduchu a rychlosti a směru větru ve stejný čas a na stejné výškové úrovni. Tato měření byla využita k popisu charakteristik, které slouží k lepšímu porozumění stavu atmosféry a procesům v ní.

Tato diplomová práce vznikala na základě studie zmíněné bakalářské práce a externích zdrojů, jako jsou internetová vydání vědeckých časopisů, článků a domácí a zahraniční teoretické literatury. Veškerá data použitá v této práci byla získána ze stožáru v Dukovanech, který je spravován Českým hydrometeorologickým ústavem (dále v textu ČHMÚ), resp. spadá pod oddělení Observatoří při jaderných energetických zařízeních. V diplomové práci byla analyzována data z let 2005–2014, tedy ze stejného časového období, ze kterého byla použita data o rychlosti a směru větru v bakalářské práci Černý (2016). Tato data byla doplněna nově nabytými údaji o teplotě a vlhkosti vzduchu. Největší výhodou měření byla možnost srovnat hodnoty získané ve stejný čas na několika výškových úrovních – stejně jako bylo toto využito pro tvorbu vertikálních profilů větru, byly také vytvořeny vertikální profily teploty a vlhkosti vzduchu a pomocí těchto profilů hodnocena stabilita atmosféry.

Na stožáru v Dukovanech se měří data o rychlosti a směru větru a o teplotě a vlhkosti vzduchu na 7 úrovních – 2, 10, 18, 38, 79, 119 a 135 m, přičemž na úrovni 10 m (zařízení na střeše přilehlé administrativní budovy) se měří pouze vlhkost vzduchu a větroměrná data, teplota nikoliv. Přístrojové vybavení užitá pro měření nově nabytých dat včetně přístrojových odchylek bylo popsáno v metodických kapitolách této práce. Datový set dle vyjádření ČHMÚ neprošel žádnou kontrolou, pouze omezením a filtrací na základě minimálních a maximálních přípustných hodnot, bylo proto nezbytné tato data analyzovat a odhalit případné výpadky a chybná měření. V bakalářské práci Černý (2016) byla také vynechána některá měření z důvodu nevyhovujících předpokladů – tyto předpoklady byly znovu ověřeny a byly zohledněny při párování větroměrných dat a dat o teplotě a vlhkosti vzduchu

1.2 Cíle práce

Cílem práce bylo analyzovat vertikální profily teploty a vlhkosti vzduchu a rychlosti a směru větru vytvořené z dat získaných při měření na stožáru v Dukovanech. Získaná data byla kontrolována na základě předpokladů kvality měření, filtrována a v datovém souboru byly identifikovány a eliminovány chyby měření. Posléze byly ověřeny předpoklady stability atmosféry vyjádřené v bakalářské práci autora a byly vypočteny tlaky vodních par a další charakteristiky vzduchu v atmosféře. Pro doplnění přehledu o místě měření byly také popsány větrné podmínky na měřicím stanovišti. Byly posouzeny jednotlivé možnosti odhadu výparu a pomocí nejvhodnější metody byl vypočten odhad intenzity a úhrnu výparu. V závěru práce byly porovnány intenzity a úhrny výparu pro jednotlivé úrovně a výsledky byly porovnávány mezi sebou.

1.3 Obsahová struktura práce

Tato diplomová práce je členěna do 7 hlavních kapitol, které obsahují 37 podkapitol. Po první úvodní kapitole následuje teoretický úvod společně se shrnutím poznatků zjištěných v bakalářské práci. Teoretický úvod se zabýval vlhkým vzduchem, vertikálním členěním a vertikální stabilitou atmosféry a popisem evapotranspirace.

Třetí je kapitola nazvaná Použitý datový soubor, metody měření a výpočtů, kde byl popsán poskytnutý datový set a veškeré technické vybavení dukovanského stožáru. Primárně se popis zabýval přístroji pro měření vlhkosti a tlaku vzduchu. Přístroje užívané pro měření rychlostí a směrů větru byly popsány jen zevrubně, aby se neopakovaly informace zmiňované v bakalářské práci Černý (2016). V této kapitole bylo také popsáno umístění stožáru v krajině a geomorfologické a krajinné charakteristiky okolí.

Čtvrtá kapitola nazvaná Výsledky a diskuze se věnovala popisu a interpretaci zjištěných výsledků a jejich porovnání s dostupnými zdroji. V kapitole je popsán postup ověření kvality měření, postup výpočtů, charakteristika stanoviště pomocí větrných růžic a jejich porovnání s externími zdroji, ověření předpokladů z bakalářské práce a výpočet odhadu evapotranspirace a dalších veličin, charakterizujících stav a procesy v přízemní vrstvě mezní vrstvy atmosféry.

Pátá kapitola Závěr uzavírá hlavní část diplomové práce. Jsou zde popsány a shrnuty zjištěné výsledky a je navrženo jejich potenciální využití v budoucnu a zejména možnost jejich revize a kontroly či prohloubení.

Diplomovou práci uzavírají šestá a sedmá kapitola, použitá literatura a přílohy. Přílohy sestávají z dokumentů, které souvisí s diplomovou prací, ale narušovaly by plynulý tok textu v práci. Je zde možné najít všechny větrné růžice sestavené přes určitá období měření a další vybrané výsledky v grafické a tabulkové podobě. Použitá literatura sestává z výčtu použitých zdrojů.

2 Teorie

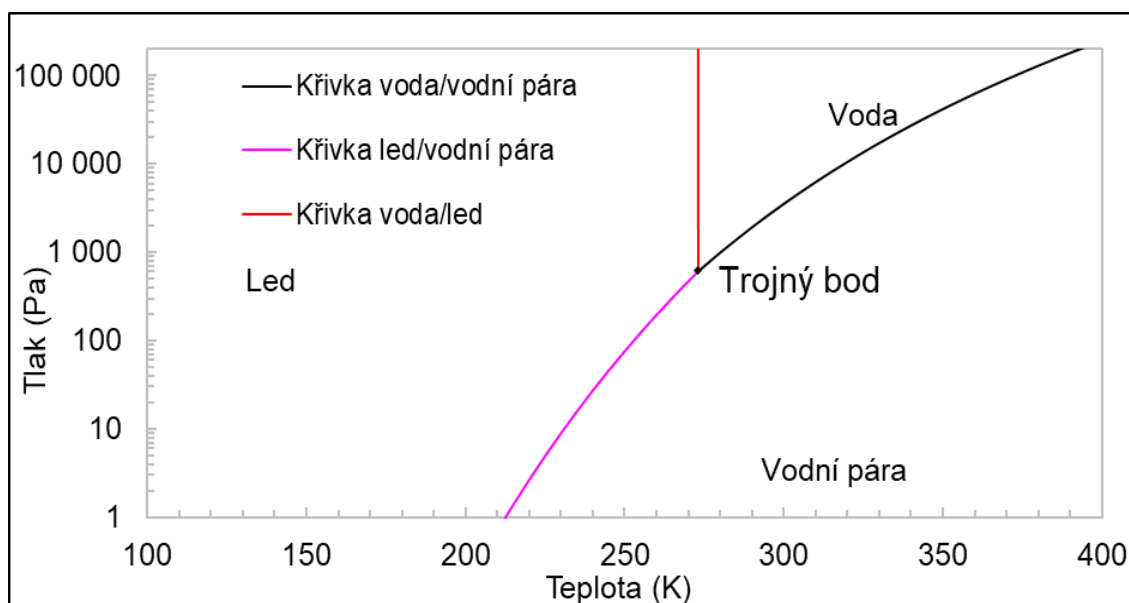
V teoretické kapitole diplomové práce byl věnován prostor primárně dvěma souvisejícím podkapitolám, teorii vlhkého vzduchu a teorii výparu. Dále se práce věnovala teorii vertikální stability atmosféry a parametrům ovlivňujícím proudění vzduchu v zájmové lokalitě.

2.1 Vlhký vzduch v troposféře

Základním předpokladem teorie vlhkého vzduchu je, že veškerý vzduch obsažený v mezní vrstvě atmosféry se chová jako dokonalý plyn. Vlastností ideálního plynu je to, že se skládá z velkého množství identických molekul, které se náhodně pohybují, s dostatečně velkými vzdálenostmi mezi nimi. Výsledkem této charakteristiky je dokonalá stlačitelnost a tekutost takového plynu. (Stull, 1988; Arya, 2001). Také srážky částic plynu jsou dokonale pružné. Většina plynů splňuje předpoklady ideálního plynu v případech, že se teplota pohybuje kolem 273,16 K a tlak kolem 100 000 Pa. Velikostí odchylek od chování ideálního plynu u suchého vzduchu a vodní páry se zabývali např. Pruppacher a Klett (1997), kteří došli ke zjištění, že v různých meteorologických podmínkách došlo k odchylce od chování ideálního plynu nejvýše 0,2 %. Vzduch v atmosféře tak bylo možno pro účely této práce vždy považovat za ideální plyn, pro který platí vztahy užívané v této kapitole.

2.1.1 Vztah skupenství vody v atmosféře

Voda se v atmosféře může vyskytovat ve třech skupenstvích. Tato skupenství a jejich rovnovážné stavy či změny je možno znázornit jako závislost teploty na tlaku v tzv. fázovém diagramu vody. Diagram je zobrazen na obr. 1.



Obrázek 1 Fázový diagram vody

Větvě fázového diagramu popisující rovnovážné přechody mají společný bod v tzv. trojném bodě, který značí rovnovážný stav všech tří skupenství. Při teplotě 273,16 K a tlaku 611 hPa tak existují v rovnovážném stavu led, voda a vodní pára. Toho lze využít například při výpočtech tlaků nasycené vodní páry pomocí Clausius–Clapeyronovy rovnice, viz vztah v.9. Fázový diagram vody tak ukazuje, při jakých teplotách a tlacích se může vyskytovat dané skupenství vody v atmosféře. Rovnovážný stav voda – vodní pára zobrazuje křivku syté vodní páry – pára, která má nižší tlak či vyšší teplotu než sytá pára, se nazývá pára přehřátá. Při většině běžných stavů v atmosféře (mimo stavy plného nasycení vzduchu a výskyty ostatních skupenství) je ve vzduchu obsažena právě tato přehřátá pára.

2.1.2 Vyjádření vlhkosti vzduchu

Obsah vodní páry v atmosféře lze vyjádřit několika různými veličinami. Pro různé příležitosti se užívají tyto veličiny samostatně nebo kombinovaně, v závislosti na vstupních datech a potřebách analýzy. Každá popisuje vlhkost vzduchu, nicméně jejich použití je odlišné.

Jak již bylo zmíněno, pro naprostou většinu atmosférických jevů lze vzduch v atmosféře považovat za ideální plyn, který je kombinací dvou složek – suchého vzduchu a vodní páry. V případě podmínek odpovídajících podmínkám ideálního plynu lze využít Daltonův zákon, který říká, že tlak směsi plynů je roven součtu jejich parciálních tlaků.

V případě vzduchu v atmosféře tak lze vyjádřit vztahem:

$$p = p_d + p_v; \text{ v. 1}$$

Kde p_d je parciální tlak suchého vzduchu a p_v parciální tlak vodní páry v Pascalech. Jednotlivé složky je pak možno popisovat zvlášť příslušnými stavovými rovnicemi pro ideální plyn. Pro suchý vzduch lze stavovou rovnici popsat vztahem:

$$p_d = \rho_d R_d T; \text{ v. 2}$$

Kde ρ_d je hustota suchého vzduchu v kgm^{-3} , R_d měrná plynová konstanta pro suchý vzduch udávaná v $\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$ a T teplota v Kelvinech. Obdobným způsobem je také možno popsat stavovou rovnici vodní páry vztahem:

$$p_v = \rho_v R_v T; \text{ v. 3}$$

Kde p_v je aktuální tlak vodních par v Pascalech a význam všech ostatních veličin je popsán ve vztahu v.2, zde užít pouze s hodnotami pro vodní páru. Tlak vodních par je také často označován jako napětí vodních par (Řezáčová a kol., 2007) a je využíván k popisu množství vodní páry ve vzduchu. Častěji je však napětí vodní páry využíváno při výpočtu dalších charakteristik vlhkosti vzduchu popisovaných v této kapitole. Při využití Daltonova zákona viz vztah v.1 je pak stavová rovnice vlhkého vzduchu:

$$p = p_d + p_v = T(\rho_d R_d + \rho_v R_v); \text{ v. 4}$$

Sčítat lze pro vlhký vzduch i hodnoty hustot suchého vzduchu a vodní páry, tedy:

$$\rho_m = \rho_d + \rho_v \rightarrow P = T\rho_m(R_d + R_v) \rightarrow P = \rho_m R_m T; \text{ v. 5}$$

Kde ρ_m je hustota vlhkého vzduchu a R_m je měrná plynová konstanta vlhkého vzduchu. Ta se definuje jako vážený průměr plynových konstant obou složek vlhkého vzduchu s váhovým faktorem hustotou vzduchu (Řezáčová a kol., 2007).

Častěji se však používá vztah, kdy je namísto váženého průměru plynových konstant pro vlhký vzduch použita plynová konstanta suchého vzduchu (Pechala a Bednář, 1991) a je zavedena tzv. virtuální teplota, která má význam teploty suchého vzduchu, jehož tlak a hustota jsou shodné se vzduchem vlhkým. Vyjádření tlaku vzduchu lze poté popsat vztahem:

$$p = \rho_m R_d T_v; \text{ v. 6}$$

Kde T_v je virtuální teplota.

Další veličinou užívanou pro popis vlhkosti vzduchu je směšovací poměr. Ten udává poměr mezi hmotnostmi suchého vzduchu a hmotností vodní páry. Při uvažování hmotnosti na jednotku objemu lze pak směšovací poměr popsat jako poměr tlaků suchého vzduchu a tlaků vodní páry. Směšovací poměr je dán vztahem:

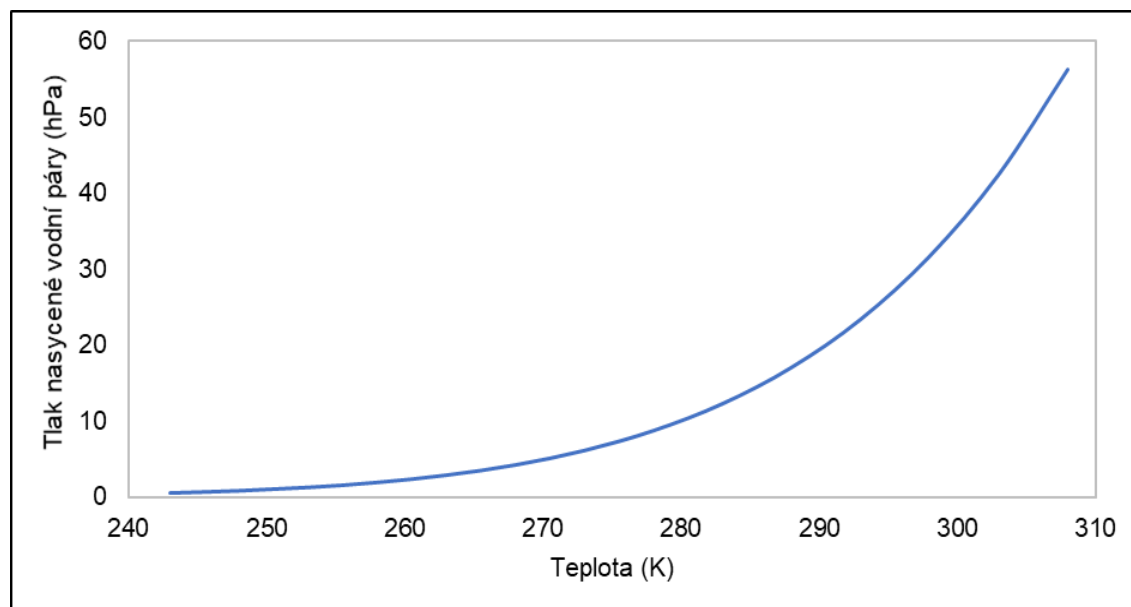
$$q = \frac{M_v}{M_d} \rightarrow q = \frac{\frac{M_v}{V}}{\frac{M_d}{V}} = \frac{\rho_v}{\rho_D}; \text{ v. 7}$$

Kde q je směšovací poměr, M_v hmotnost vodí páry, M_d hmotnost suchého vzduchu, V jednotkový objem a ostatní veličiny jsou popsány viz v.2 a v.3.

Při využití Daltonova zákona, pomocí kterého lze vyjádřit hodnoty hustoty suchého vzduchu a hustoty vodní páry v závislosti na napětí vodní páry, lze popsat směšovací poměr vztahem:

$$q = \frac{R_d}{R_v} \frac{p_v}{p - p_v} \rightarrow q = 0,622 \frac{p_v}{p - p_v}; \text{ v. 8}$$

Při stavech plného nasycení lze nahradit tlak vodních par tlakem nasycené vodní páry p_{vs} , který je závislý pouze na teplotě vzduchu. Tuto závislost popisuje právě příslušná křivka voda – vodní pára fázového diagramu. Její transformace pro popis závislosti tlaku nasycené vodní páry je zobrazena na obr. 2. Zvláštní oblastí jsou teploty nižší než 0 °C, kdy se může vyskytovat tzv. přechlazená voda, tedy voda, která je v kapalném stádiu i přes to, že je podchlazená pod bod tuhnutí. Taková situace může výjimečně nastat například při dešti v zimě, kdy padají ve formě deště podchlazené kapky, které při styku s povrchem okamžitě tuhnou, či při vzniku oblačnosti (Řezáčová a kol., 2007).



Obrázek 2 Závislost tlaku nasycené vodní páry na teplotě

Tlak nasycené vodní páry v případě rovnovážných přechodů voda – vodní pára viz obr. 2 lze popsat Clausius–Clapeyronovou rovnicí:

$$E = p_{vs}(T_0) * \exp\left(-\frac{\Delta H_{evap}}{R}\right)\left(\frac{1}{T} - \frac{1}{T_0}\right); v. 9$$

Kde ΔH_{evap} je změna výparné entalpie, v tomto případě 44,6 kJ mol⁻¹.

Variací na směšovací poměr je pak měrná vlhkost, která představuje poměr hmotnosti vodní páry k hmotnosti vlhkého vzduchu. Tím se liší od směšovacího poměru, který dává do souvislosti hmotnost vodní páry a hmotnost suchého vzduchu. Měrnou vlhkost lze vyjádřit vztahem:

$$w = \frac{M_v}{M_m} = \frac{M_v}{M_v + M_d} = \frac{\rho_v}{\rho_d + \rho_v} = \frac{0,622e}{p - 0,378e}; v. 10$$

Vztah směšovacího poměru a měrné vlhkosti tak lze popsat po úpravách vztahem:

$$w = \frac{q}{1 + q}; v. 11$$

V reálné atmosféře však vždy platí $q \ll 1$ (Pechala a Bednář, 1991), tudíž lze vztah zjednodušit na:

$$w \approx q; v. 12$$

V meteorologii nejčastěji užívanou a zároveň na dukovanském stožáru měřenou charakteristikou nasycení vzduchu je relativní vlhkost vzduchu. Tato veličina je vyjádřena jako poměr aktuálního tlaku vodní páry a tlaku nasycené vodní páry, tedy:

$$RH = \frac{p_v}{p_{vs}}; v. 13$$

Relativní vlhkost tedy nevyjadřuje samotný obsah vlhkosti v atmosféře, pouze určuje, na kolik je vzduch nasycen vodními parami. Je však nejčastěji prezentovanou charakteristikou vlhkosti vzduchu, protože díky ní lze popsat pocitovou teplotu. Při vyšších hodnotách vlhkosti vzduchu je znesnadněno např. odpařování z povrchů rostlin, budov, nebo lidské pokožky a pocitová teplota tak může být výrazně vyšší než ve skutečnosti je. Relativní vlhkost byla měřenou veličinou v Dukovanech, pomocí vztahu v.14 bylo tedy možno vypočítat aktuální tlak vodních par pro jednotlivé úrovně. Ten byl dán vztahem:

$$p_v = p_{vs} RH; v. 14$$

Rozdílem mezi tlakem nasycené vodní páry a aktuálním tlakem vodní páry lze získat tzv. sytostní doplněk (d) v Pascalech, který popisuje sytící schopnost vzduchu, tedy množství vodní páry, které chybí do nasycení. Sytostní doplněk je tak jiným vyjádřením relativní vlhkosti vzduchu.

Obecně platí, že čím nižší je teplota vzduchu, tím méně vzduch pojme vodní páry. Pro samotný popis množství vodní páry v atmosféře v této práci byl proto použit přepočít na hustotu vodní páry (absolutní vlhkost vzduchu). To bylo provedeno úpravou stavové rovnice na tvar:

$$\rho_v = \frac{p_v M_v}{RT}; \text{ v. 15}$$

Dalším důležitým ukazatelem nasycení vzduchu vodní parou je teplota rosného bodu. Teplotou rosného bodu se rozumí teplota, při které je vzduch právě nasycen vodními parami (RH je tedy rovno 100 %, aktuální tlak vodní páry a nasycený tlak vodní páry jsou si rovny). Čím vyšší je obsah vodních par ve vzduchu, tím vyšší je teplota rosného bodu. Rosný bod lze tedy také považovat za vyjádření vlhkosti vzduchu. Vzhledem ke vstupním naměřeným hodnotám, kterými byly relativní vlhkost vzduchu a teplota vzduchu, bylo třeba rosný bod pro konkrétní měření vypočítat úpravou vztahu v.9. Rosný bod je také vhodným ukazatelem tendence vodní páry ke kondenzaci na chladných površích, například okenních výplňových otvorů budov a podobně. Pokud je prochlazený povrch chladnější než je teplota rosného bodu, voda na povrchu zkondenzuje. Tímto způsobem např. vzniká v letním období rosa.

Izobarické ochlazování nebo oteplování částice vzduchu nemá vliv na teplotu jejího rosného bodu. Rosný bod proto slouží jako vhodný ukazatel nasycení vzduchu vodní parou, jelikož se jedná o tzv. stálou veličinu s ohledem na ochlazování/oteplování částice vzduchu při zachování tlaku (izobarická změna teploty), ale ne s ohledem na vertikální adiabatické pohyby vzduchu v atmosféře. Stálou veličinou se tedy nazývá taková veličina, jejíž hodnoty nejsou ovlivněny určitým probíhajícím dějem.

2.2 Vertikální členění atmosféry

Diplomová práce se zaměřuje na děje, které se odehrávají v atmosféře, přesněji v její specifické podčásti zvané přízemní vrstva. Tato část teoretické kapitoly se proto věnuje popisu atmosféry, jejímu vertikálnímu členění, a především stratifikaci podle změny teploty (a jiných veličin) s výškou, na které byla tato diplomová práce zaměřena.

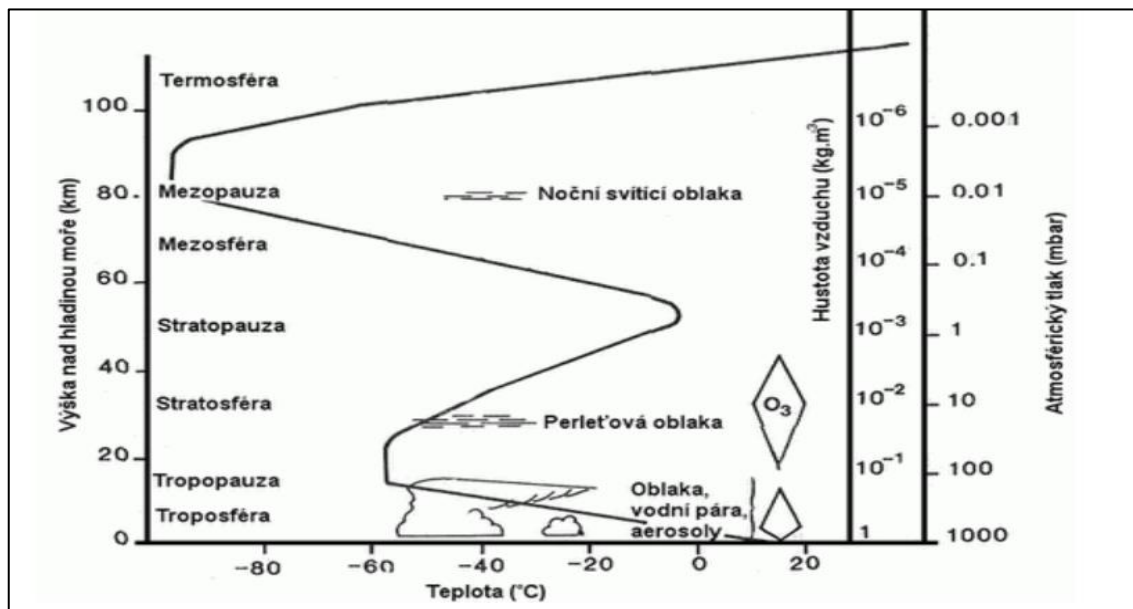
Atmosféra je plynný obal země, který lze podle Pechala a Bednář (1991) z hlediska složení dělit na 3 hlavní složky:

- Suchou a čistou atmosféru, která je tvořena směsicí plynů, jež lze při běžných teplotách a tlacích považovat za plyny termodynamicky dokonalé. Největší zastoupení mají dusík a kyslík doplněné malým množstvím vzácných a ostatních plynů.
- Vodní páru, kapky či ledové částice. Voda se v atmosféře chová jako reálný plyn, tedy se přibližně řídí zákony ideálního plynu, nejde-li o páru nasycenou.
- Různé znečišťující příměsi, zejména příměsi aerosolové povahy.

Změny v chování atmosféry s výškou jsou důsledkem fyzikálních podmínek a procesů na zemském povrchu a v zemské atmosféře. Teplota vzduchu závisí na energii, kterou molekuly vzduchu získávají díky radiaci. Radiace má dva významné zdroje, a to vstupní sluneční záření a výstupní dlouhovlnné záření, jehož původcem je vyzařování z povrchu země. Složky slunečního záření mají krátkovlnný charakter (Schuman, 2012).

Pro klasifikaci vertikálního členění atmosféry se nejčastěji uplatňují:

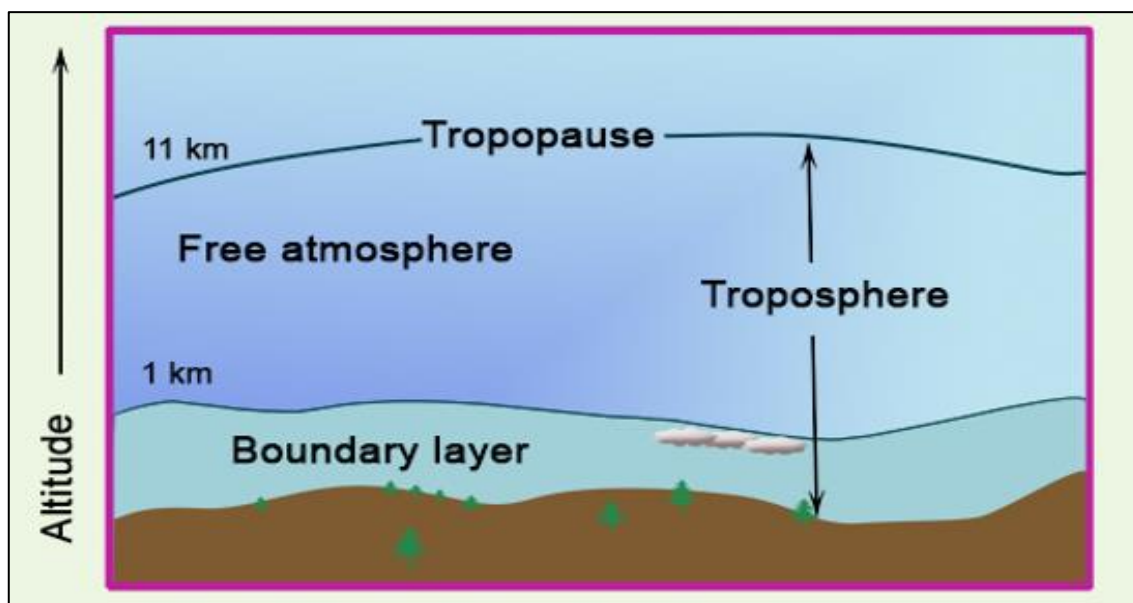
- Členění podle teploty viz obr. 3
- Členění podle elektrických vlastností vzduchu
- Členění podle vlivu zemského povrchu (tření) na promíchávání vzduchu



Obrázek 3 Vertikální členění atmosféry podle teploty

Upraveno z R. McIlven (1992)

Vzhledem k měřeným datům o teplotě a vlhkosti vzduchu pocházející ze stožáru o výšce 140 metrů se tato práce věnovala pouze členění na základě teploty. Veškeré děje popisované v této práci se odehrávaly v troposféře. Troposférou se rozumí nejnižší část atmosféry v případě jejího členění dle teploty. Podrobné členění troposféry je zobrazeno na obr. 4.



Obrázek 4 Vertikální členění troposféry

Převzato z GeoChemBio (2018)

Mezní vrstvu atmosféry, ve které se vzhledem k výšce meteorologického sloupu odehrávaly všechny sledované meteorologické děje (PVA, v anglických termínech planetary boundary layer – PBL), lze definovat jako tu část troposféry, v níž jsou veškeré fyzikální děje přímo ovlivněny zemským povrchem v časovém měřítku jedné hodiny a méně. V této vrstvě je velmi výrazný vliv tření mezi zemským povrchem a masou vzduchu nad ním. Tloušťka přízemní vrstvy atmosféry je velmi variabilní a může se lišit v rozmezí od stovky metrů do několika kilometrů (Stull, 1988). Zjednodušujícím poznávacím znamením PVA je spodní hranice tvorby mraků Cumulus, která činí zhruba 600–900 metrů nad zemským povrchem (Arya, 2001). Pro odhad tloušťky mezní vrstvy atmosféry při neutrálním zvrstvení se někdy používá tzv. Ekmanova tloušťka mezní vrstvy, kterou lze vypočítat z rychlosti větru. Tato tloušťka svazuje mocnost mezní vrstvy se stupněm turbulentního promíchávání vzduchu, je tedy závislá na koeficientu turbulentní difuze, viz kap. 2.4.1. Ekmanova tloušťka je dána vztahem:

$$h_e = 2ck\pi^2 \left(\frac{u_*}{f_c} \right); \text{ v. 16}$$

Kde h_e je Ekmanova tloušťka, c je konstanta většinou rovna 0,1; k je von Kármánova konstanta, u_* třecí rychlost a f_c Coriolisova frekvence, která je závislá na zeměpisné šířce a v podmínkách České republiky je rovna $0,00011 \text{ s}^{-1}$. Von Kármánova konstanta nemá fyzikální rozměr, její hodnota se uvádí v rozmezí $0,41 \pm 0,05$. Třecí (nebo též dynamická) rychlost roste společně s drsností povrchu terénu a rychlostí proudění (Sobišek a kol., 1993). Třecí rychlost se dle Bednář a Zikmunda (1985) pohybuje zhruba na hodnotě jedné desetiny rychlosti měřené v úrovni 2 m nad terénem. Pro výpočet třecí výšky lze také použít vztah v.33.

Nejnižší vrstvou mezní vrstvy atmosféry je vrstva přízemní. Tato vrstva má mocnost mezi 50–150 m, obecně však může být uvažována jako desetina mocnosti mezní vrstvy atmosféry. Důvodem pro popis této vrstvy zvláště v rámci mezní vrstvy atmosféry je to, že je v ní možné zanedbat vliv zemské rotace a Coriolisovy síly, naopak zde nejznatelněji působí tření a vyzářování zemského povrchu (Arya, 2001). Otázkou zařazení vyšších vrstev měření do přízemní vrstvy mezní vrstvy atmosféry se také zabývala tato práce. Pro posouzení příslušnosti daných vrstev se v bakalářské práci autora používaly denní chody rychlosti větru. V této diplomové práci to pak byly denní chody gradientů teploty a vlhkosti, pomocí kterých byla posuzována vertikální stabilita atmosféry. Té se teoreticky věnuje další podkapitola.

2.3 Stabilita atmosféry

Jedním z nejdůležitějších faktorů, které významně ovlivňují vertikální přenosy tepla, vodní páry, případně ostatních aerosolů, jsou tzv. stabilitní podmínky, které se ilustrují pomocí uvažované částice vzduchu reagující na dění ve svém okolí. Nejedná se o konkrétní objem vzduchu, nýbrž o fyzikální abstraktní veličinu, již rozumíme určitý nemalý objem vzduchu, který lze popsat veličinami jako jsou tlak, teplota, hustota, či vlhkost. Objem této vzduchové částice by měl být dostatečně velký, aby mohla být zanedbána jeho molekulární struktura a z ní vyplývající silové působení mezi molekulami, ale zároveň dostatečně malý, aby nebylo třeba zahrnovat případné kompenzační pohyby ve vzduchu v okolí (Řezáčová a kol., 2007). Zároveň lze uvažovat, že částice při svém vertikálním pohybu chová adiabaticky, tedy že mezi částicí a okolím nedochází k výměně tepla (Pechala a Bednář, 1991).

Při vertikálním vychýlení částice z výškové hladiny z_0 mohou nastat 3 situace:

- Částice po vychýlení ze své hladiny vykazuje tendenci vrátit se do hladiny původní – stav atmosféry je označen jako stabilní, vertikální promíchávání je ztíženo
- Částice po vychýlení ze své hladiny vykazuje tendenci pokračovat ve vertikálním pohybu již bez působení prvotního impulzu – stav atmosféry je označen jako nestabilní (labilní), vertikální promíchávání je usnadněno
- Částice nevykazuje tendence se vrátit do původní hladiny, ale ani pokračovat již bez působení prvotního impulzu do vyšší hladiny – stav atmosféry je označen jako indiferentní (normální)

Pojem stabilita atmosféry vyjadřuje schopnost atmosféry vertikálně transportovat teplo, vodní páru a ostatní příměsi. Čím méně je atmosféra stabilní, tím lépe tedy umožňuje tento transport (Bednář a Zikmunda, 1985). Stabilita atmosféry je vyjádřena pomocí tzv. teplotních gradientů, které popisují změnu teploty na určitou výšku.

2.3.1 Teplotní gradient

Jak bylo zmíněno, vertikální gradient teploty γ popisuje změnu teploty s výškou. Při standardním stavu atmosféry teplota s výškou klesá, proto se teplotní gradient definuje jako:

$$\gamma = -\frac{\Delta T}{\Delta z}; \text{ v. 17}$$

Kde T značí teplotu a z vertikální souřadnici (Bednář a Zikmunda, 1985). Se znalostí teploty na několika výškách najednou tak lze vytvořit profil teploty a vypočítat lokální teplotní gradient. Tento teplotní gradient sám o sobě je však nedostatečný pro posouzení stability atmosféry. Pro zjištění stability atmosféry je třeba znát vertikální profil potenciální teploty, nebo hodnoty nasyceně či nenasyceně adiabatického teplotního gradientu, které se poté srovnávají s hodnotami lokálního teplotního gradientu (Stull, 1988).

Při vzestupném pohybu dochází k rozpínání a při sestupném ke stlačování částice. Tím, že se částice při vzestupném a sestupném pohybu chová adiabaticky, tedy nevyměňuje teplo s okolím, lze pro suchou částici popsat závislost změny teploty pouze na základě znalosti tíhového zrychlení a měrné tepelné kapacity vzduchu při stálém tlaku pomocí vztahu:

$$\gamma_d = -\frac{\Delta T}{\Delta z} = \frac{g}{c_p} = \frac{9,81}{1,01} = 0,0098 \text{ K m}^{-1}; \text{ v. 18}$$

Kde γ_d označuje suchoadiabatický teplotní gradient, g tíhové zrychlení a c_p měrnou tepelnou kapacitu suchého vzduchu. Výpočty ukazují, že v případě vlhkého, ale nenasyceného vzduchu ovlivňuje přítomnost vodní páry adiabatický gradient jen velmi málo (Schuman, 2012). V případech, kdy je $RH < 100\%$ se proto uvažuje pod výstupnou kondenzační hladinou adiabatický gradient suchoadiabatický, resp. tzv. nenasyceně adiabatický.

V případě vzduchu nasyceného vodní parou je situace složitější v tom, že je potřeba brát v úvahu latentní teplo, které se uvolňuje při kondenzaci vodní páry a zpomaluje tím pokles teploty ve vystupující vzduchové části. Tím, jak částice stoupá, dochází ke kondenzaci nadbytečné vodní páry a uvolnění latentního tepla kondenzace při fázovém přechodu.

Vzhledem k tomu, že dle předpokladu je výstupný pohyb částice dějem adiabatickým, nedochází k předávání uvolněného tepla do okolí, ale toto teplo zpětně ohřívá vystupující částici. Nasyceně adiabatický teplotní gradient tak nabývá nižších hodnot než gradient suchoadiabatický (Pechala a Bednář, 1991). Hodnoty nasyceně adiabatického teplotního gradientu jsou závislé na tlaku a teplotě v dané hladině.

Nasyceně adiabatický teplotní gradient lze popsat vztahem:

$$\gamma_w = \frac{g(R_d T^2 + L_{wv} q T)}{c_p R_d T^2 + 0,622 L_{wv}^2 q}; \text{ v. 19}$$

Kde g je tíhové zrychlení, R_d plynová konstanta suchého vzduchu, T teplota nasyceného vzduchu, L_{wv} latentní teplo výparu, c_p měrná tepelná kapacita suchého vzduchu při stálém tlaku a r směšovací poměr hmotnosti vodní páry ke hmotnosti suchého vzduchu, viz vztah v. 7.

Orientační hodnoty nasyceně adiabatického teplotního gradientu v závislosti na teplotě a tlaku ukazuje tabulka 1.

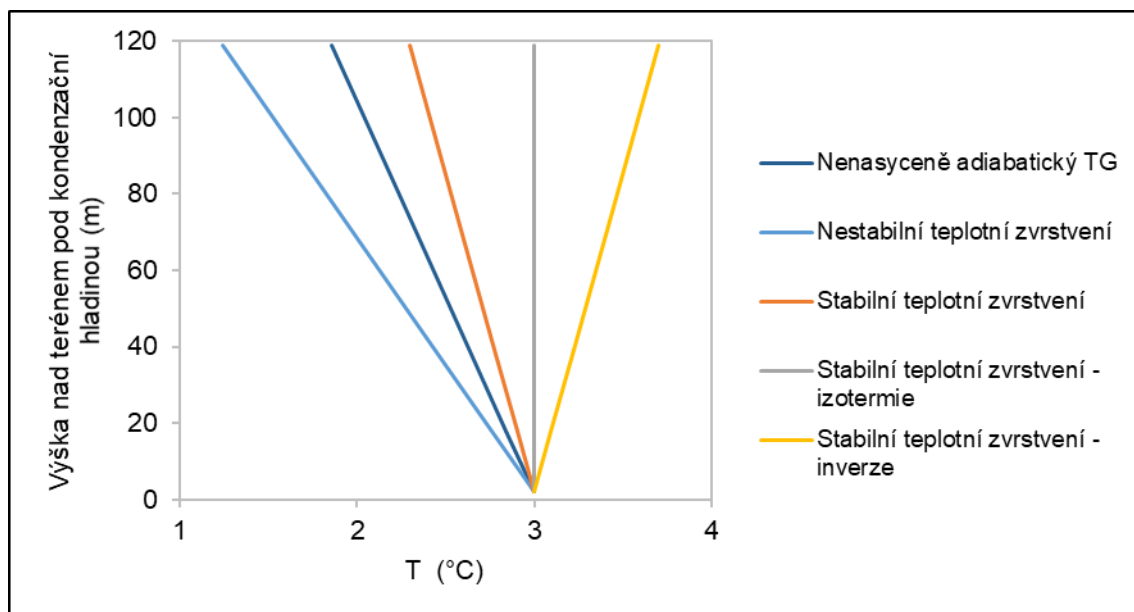
Tabulka 1 Hodnoty nasyceně adiabatického teplotního gradientu pro různé T a p

Upraveno z Pechala a Bednář (1991)

p (hPa)	T (K)					
	253	263	273	283	293	303
1000	0,87	0,76	0,65	0,53	0,43	0,36
750	0,84	0,71	0,59	0,48	0,39	0,33
500	0,78	0,64	0,51	0,41	0,33	0,29
250	0,67	0,5	0,39	0,31	0,27	0,25

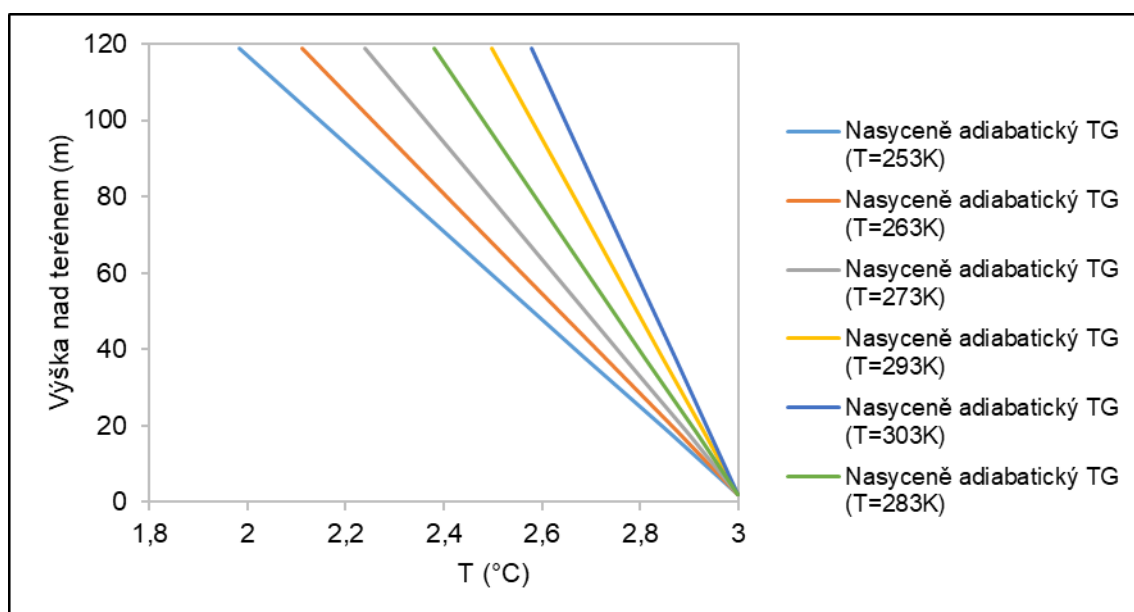
Stabilitu atmosféry lze posléze posoudit porovnáním lokálního gradientu s gradientem nenasyčeně adiabatickým pro relativní vlhkost vzduchu menší než 100 %, případně s nasyceně adiabatickým gradientem pro relativní vlhkost vzduchu 100 %. Klesá-li teplota vzduchu v atmosféře rychleji než hodnota adiabatického gradientu, vzduchové částici nic nebrání v pokračování ve vertikálním pohybu a jedná se tedy o stav nestabilní.

V případě, že klesá teplota pomaleji než hodnota adiabatického gradientu, vzduchová částice se vrací zpět do své původní polohy a jedná se o stav stabilní. Pokud teplota klesá stejně rychle jako hodnota adiabatického gradientu, jedná se o stav indiferentní. Speciálními případy stability jsou hodnoty adiabatického teplotního gradientu rovné, respektive větší než nula – v těchto případech se jedná o izotermii, respektive teplotní inverzi. Jednotlivé vertikální profily jsou zobrazeny na obr. 5 a 6.



Obrázek 5 Vertikální profily teploty pro jednotlivá teplotní zvrstvení

Upraveno z Pechala a Bednář (1991)



Obrázek 6 Vertikální teplotní profily pro jednotlivé nasyceně adiabatické gradienty

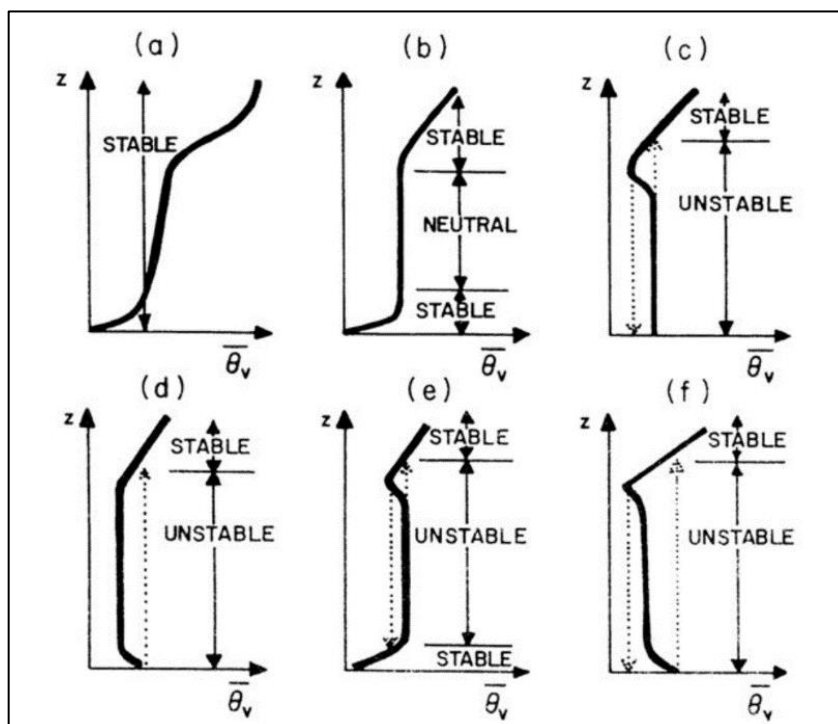
Uvažovaný $p = 1000 \text{ hPa}$; Srovnání stability s lokálním gradientem pro jednotlivé teploty viz obr. 5

Upraveno z Pechala a Bednář (1991)

Pro zjednodušení lze porovnávat lokální, nasycený a nenasycený adiabatický gradient v jednom kroku, při čemž se užívají termíny absolutní a podmíněný stav ovzduší. Tyto stavy popisují stabilitu atmosféry vůči nasycenému a nenasycenému vzduchu. Platí, že:

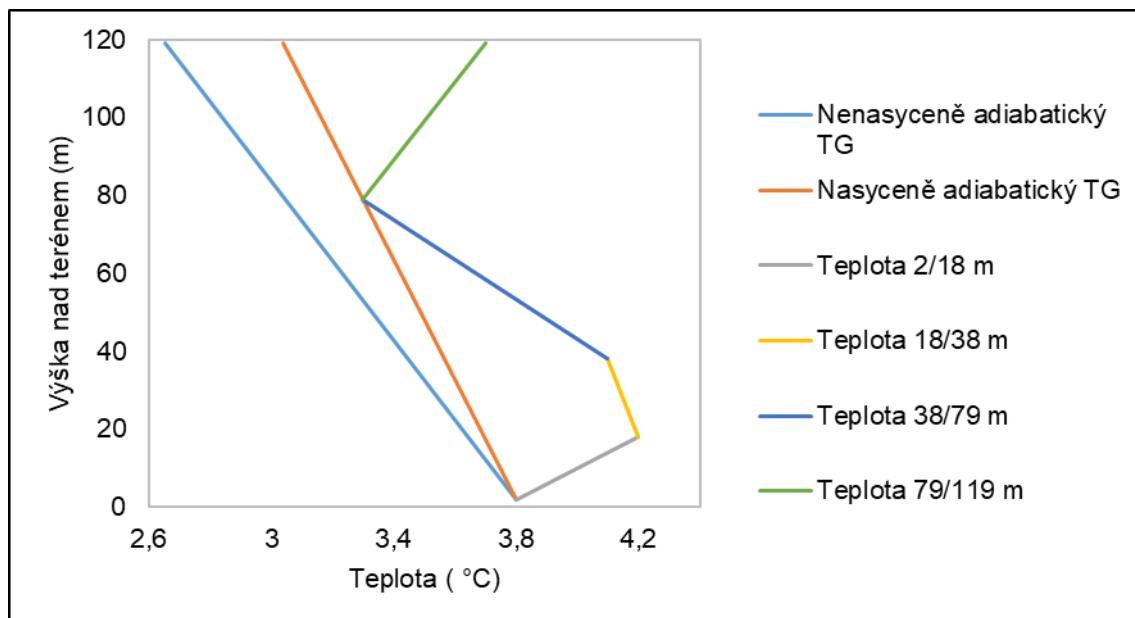
- $\gamma > \gamma_d > \gamma_w$ – absolutně nestabilní, tj. nestabilní vůči vlhkému i nasycenému vzduchu
- $\gamma < \gamma_w < \gamma_d$ – absolutně stabilní, tj. stabilní vůči vlhkému i nasycenému vzduchu
- $\gamma_d = \gamma < \gamma_w$ – indiferentní pro vlhký, nestabilní pro nasycený vzduch atd.

Teplotní zvrstvení není vždy absolutní po výšce, spíše se v různých hladinách mění, jak to ukazují obr. 7 a obr. 8. Na obr. 8 lze zvrstvení na dvou úrovních klasifikovat jako inverzní (mezi úrovněmi 2/18 a 79/119 m), na jedné jako absolutně nestabilní (38/79 m) a na jedné jako indiferentní vůči nasycenému vzduchu, respektive podmíněně stabilní vůči vzduchu vlhkému.



Obrázek 7 Změny stability atmosféry s výškou v závislosti na změně potenciální teploty

Převzato ze Stull (1988)



Obrázek 8 Vertikální profily teploty srovnávané s adiabatickými gradienty dne 22.8.2013

2.3.2 Teplotní inverze

Zvláštním případem stabilního zvrstvení atmosféry je stav, kdy je lokální teplotní gradient menší než nula, teplota vzduchu tedy s výškou stoupá. Tento stav se nazývá inverze a je při něm zabráněno vertikálnímu promíchávání vzduchu, a tedy transportním procesům (Bednář a Zikmunda, 1985). Tento stav je citelně znát například v zimě, kdy inverzní zvrstvení brání vertikálnímu transportu zplodin vzniklých při spalování tuhých paliv, což může způsobovat například respirační potíže, nebo vést ke znečišťování budov. Teplotní inverzi lze dělit na přízemní, tj. inverzi, která začíná hned u zemského povrchu, a výškovou, jejíž začátek a konec jsou v určité výškové hladině nad zemským povrchem (Pechala a Bednář, 2001; Řezáčová a kol., 2007). Základními důvody vzniku inverze jsou:

- **Radiační inverze**

Radiační inverze vzniká vyzařováním tepla ze zemského povrchu. Při nevyrovnané energetické bilanci (tedy chybí-li kompenzační příkon slunečního záření) se od ochlazujícího se povrchu ochlazuje i vrstva vzduchu ve spodních částech atmosféry (hlavně tedy v přízemní vrstvě mezní vrstvy atmosféry). Tento jev je častý v zimě při sněhové pokrývce, protože sníh odráží velkou část slunečního záření zpět do atmosféry (Pechala a Bednář, 2001; Stull, 1988). Nejvíce lze vznik radiačních inverzí očekávat v noci, při jasné obloze a slabém proudění vzduchu.

- **Advekční inverze**

Tento druh inverze vzniká nejčastěji při proudění teplého vzduchu nad studený povrch a naopak, čímž se přitékající vzduch ochlazuje nebo otepluje. Situace může nastat při proudění teplého vzduchu v zimě nad zasněžené území (Řezáčová a kol., 2007; Bednář a Zikmunda, 1985).

- **Frontální inverze**

Frontální inverze vzniká při postupu front, kdy se dvě vrstvy s různou teplotou vzduchu nacházejí nad sebou. Frontální inverze tvoří přechodovou oblast mezi nimi.

Další příčiny vzniku inverzního zvrstvení jsou inverze subsidenční (sedání vzduchové hmoty v oblastech vysokého tlaku vzduchu), či turbulentní (inverze vznikající intenzivním vertikálním promícháváním vzduchových hmot), které nejčastěji vznikají několik stovek metrů nad zemským povrchem. Vzhledem k dispozici dat o teplotě vzduchu měřenými do výšky 135 m se tato práce zaměřovala primárně na popis a identifikaci advekčního a radiačního typu inverzního zvrstvení.

2.4 Teorie výparu

V této kapitole jsou představeny základy teorie energetické bilance, přenosu tepla v atmosféře, evapotranspirace, vlivu větru na vypařování a jednotlivých metod odhadu výparu. Volba konkrétní metody s odůvodněním je popsána v kap. 4.6. Teoretická stať byla popsána se snahou eliminovat nadbytečné informace, ale zároveň popsat nezbytné použité vztahy a výpočty.

2.4.1 Radiační bilance zemského povrchu a přenosy tepla v atmosféře

Energetická bilance země představuje jednotlivé složky radiace, tedy krátkovlnné a dlouhovlnné záření, kdy hlavní příchozí složkou je sluneční záření. Toto záření je pohlcováno nebo odraženo atmosférou či zemským povrchem. Pohlcená energie je pak kondukcí nebo konvekcí vrácena zpět do atmosféry, a to buď ve formě zjevného, nebo latentního tepla (Stull, 1988).

Radiační bilanci zemského povrchu lze popsat vztahem

$$R_n = J_n + L_n; J_n = J_t - \alpha J_t; L_n = L_a - L_g; \text{v. 20}$$

Kde R_n je čistá radiace ve Wm^{-2} , J_n čisté krátkovlnné záření, J_t dopadající krátkovlnné záření, α odrazivost zemského povrchu závislá na charakteru zemského povrchu, L_a dopadající dlouhovlnné záření a L_g teplo vydávané zemským povrchem. Teplo, které je vydávané zemským povrchem je buď teplo zjevné (pocitové), nebo latentní. Latentním teplem se rozumí teplo, které je potřeba látky dodat pro změnu skupenství bez změny teploty – v případě mezní vrstvy atmosféry se tedy jedná o teplo dodané vodě obsažené na zemském povrchu, které je potřeba pro její přeměnu na vodní páru.

Přenos zjevného tepla v atmosféře se řídí základními zákony termodynamiky – je tedy vedeno hlavně kondukcí (vedením) a konvekcí (prouděním při ohřevu) (Bednář a Zikmunda, 1985). Všechny tyto druhy přenosu tepla lze popsat pro mezní vrstvu atmosféry následujícími vztahy:

$$\text{Tepelná kondukcce} \rightarrow Q_H = -K \frac{\delta T}{\delta z}; \text{ v. 21}$$

Tedy Fourierovým zákonem pro tepelnou kondukcí v jednom směru, kde Q je přenos tepla ve Wm^{-2} , K je tepelná vodivost ve $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$, T je teplota ve stupních Kelvina a z je výška nad zemským povrchem, pro kterou probíhá výpočet.

$$\text{Tepelná konvekce} \rightarrow Q_H = -\rho_a c_p K_H \frac{\delta T}{\delta z}; \text{ v. 22}$$

Kde ρ_a je hustota vzduchu v kgm^{-3} , c_p specifická izobarická tepelná kapacita (tepelná kapacita vzduchu při zachování tlaku) v Jkg^{-1} a K_H koeficient tepelné konvekce.

Přenos latentního tepla v atmosféře lze poté popsat pomocí rovnic pro přenos vodní páry (Bednář a Zikmunda, 1985). Vzhledem k tomu, že se částice vodní páry promíchávají se vzduchem, lze vztah pro přenos vodní páry v atmosféře popsat pomocí prvního Fickova zákona, tedy zákona o molekulární difuzi:

$$j = -D \frac{\delta c}{\delta z}; \text{ v. 23}$$

Kde j je molární tok vodní páry v $\text{molm}^{-2}\text{s}^{-1}$, D je koeficient molekulární difuze v m^2s^{-1} a c koncentrace difundující látky v molm^{-3} . Difundující látkou je v tomto případě vodní pára, jejíž koncentraci lze popsat poměrem vodní páry ku suchému vzduchu, tedy měrnou vlhkostí ω viz kap. 2.1.2. Upravená rovnice pro vodní páru v atmosféře je vyjádřená vztahem:

$$j_v = -\rho_a D_v \frac{\delta \omega}{\delta z}; \text{ v. 24}$$

Kde j_v je hmotnostní tok vodní páry v $\text{kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$ a D_v je koeficient turbulentní difuze.

Tok latentního tepla lze posléze získat vynásobením hmotnostního toku specifickým latentním teplem, tedy:

$$Q_\lambda = \lambda j_v; \text{ v. 25}$$

Kde Q_λ je přenos latentního tepla v $\text{Jm}^{-2}\text{s}^{-1}$ a λ specifické latentní teplo v Jkg^{-1} . Podle Rogers a Yau (1996) lze specifické latentní teplo vody při teplotách mezi -25 a 40 °C popsat vztahem:

$$\lambda = 2500,8 - 2,36T + 0,0016T^2 - 0,00006T^3; \text{ v. 26}$$

Kde T je teplota ve stupních Celsia.

2.4.2 Evapotranspirace a její odhad

Jak bylo uvedeno v předchozí podkapitole, přenos latentního tepla je možné vyjádřit pomocí rovnic přenosu vodní páry v atmosféře. Tato vodní pára vznikne přímým vypařováním ze zemského povrchu, tzv. evaporací a vodou infiltrovanou do půdy, která byla využita rostlinami a transportována kořenovým a listovým systémem na povrch rostliny, tzv. transpirací. Celkový výpar se nazývá evapotranspirace a je důležitou součástí vodního cyklu zemské atmosféry. Znalost evapotranspirace je také vhodná pro plánování závlahy nebo při záměru pěstovat zemědělské plodiny a slouží jako jeden z ukazatelů charakteru klimatu daného místa.

Existuje řada metod měření a odhadu evapotranspirace. Tyto metody lze rozdělit na přímé a nepřímé. Nejjednodušší přímou metodou je metoda výparoměrná, kdy je měřen úbytek vodní hladiny za určitý čas z nádoby o standardizovaném rozměru. U měření pomocí výparoměru je ale zapotřebí uvažovat prohřívání kovových bočnic nádoby, což urychluje odpařování vody z povrchu. Výsledek měření nejvíce vypovídá o výparu z vodní hladiny. Od měření pomocí výparoměrů se kvůli jejich nepřesnosti v poslední době ustupuje (Roderick, 2002).

Jednou z nepřímých metod pro odhad evapotranspirace je porovnávání informací o srážkách v daném povodí s celkovým odtokem. Platí vztah:

$$E = P - \Delta S - Q - D; \text{ v. 27}$$

Kde E je celková evapotranspirace, P je množství srážek spadlých na zemský povrch za určitý čas, Q je odtok za daný čas, ΔS je celková změna množství vody v povodí a D vyjadřuje doplňování podzemní vody. Tato metoda je však nevhodná pro sledování větších územních celků a vyžaduje přesné informace o hodnotách na celém povodí (Hansenmueller a Criss, 2013).

Při dostupnosti měření radiace je pro výpočet intenzity výparu, respektive toku latentního tepla, možno využít nepřímou metodu energetické bilance. Měření čisté radiace probíhá pomocí přístrojů rozdělujících krátkovlnné a dlouhovlnné složky záření, a to jak příchozího, tak vyzařovaného zemským povrchem. Tok latentního tepla lze posléze odhadnout vztahem:

$$Q_\lambda = R_n - Q_H - Q_G; \text{ v. 28}$$

Kde všechny veličiny jsou popsány ve vztazích v.20, v.21 a v.25. Q_G je teplo, které přešlo ve dne kondukcí do půdy, nebo z ní bylo v noci vydáno.

Jedna z často užívaných radiačních metod odhadu evapotranspirace je metoda Bowenova poměru. Tento poměr srovnává zjevné a latentní teplo tím, že porovnává změnu teploty vzduchu a změnu tlaku vodní páry v atmosféře (Stull, 1988). Bowenův poměr lze popsat vztahem:

$$\beta = \frac{Q_H}{Q_\lambda} = \gamma \frac{\Delta T}{\Delta p_v}; \text{ v. 29}$$

Kde β je bezrozměrný Bowenův poměr.

Odhad evapotranspirace pomocí Bowenova poměru lze posléze popsat vztahem:

$$E = \frac{Q_a}{\lambda \rho_w (1 + \beta)}; Q_a = R_n - Q_G; \text{ v. 30}$$

I pro metodu Bowenova poměru je tedy třeba znát čistou radiaci, výhodou však je, že není třeba mít rozdělené jednotlivé složky. Pro odhad evapotranspirace tak stačí znát průměrné hodnoty pro dané souřadnice.

Zvláštní metodou odhadu výparu je metoda aerodynamická. Tato metoda pracuje s předpokladem, že vítr a přenos hybnosti je výraznou složkou přenosu vlhkosti v atmosféře (Arya, 2001). Proudění vzduchu je nejvíce ovlivňováno třením o zemský povrch, respektive výškou a četností překážek nad zemským povrchem. Tyto principy již byly popsány v teoretické kapitole bakalářské práce Černý (2016). Aerodynamická metoda užívá vztah přenosu hybnosti při turbulentním proudění (Boussinesq, 1877):

$$\tau = -\rho_a u_* \frac{\delta u}{\delta z}; \text{ v. 31}$$

Kde τ je povrchové napětí a u_* je tzv. třecí rychlost, která je detailněji popsána v teoretických kapitolách bakalářské práce. Třecí rychlost je zjištěna z logaritmického profilu větru a platí:

$$u_* = \frac{k^2(u_2 - u_1)(z_2 - z_1)}{\ln^2 \frac{z_2}{z_1}}; \text{ v. 32}$$

Třecí rychlost společně s užitím rovnice pro přenos hybnosti slouží k popisu aerodynamického odporu:

$$r_a = \frac{\ln^2 \frac{z_2}{z_1}}{k^2(u_2 - u_1)}; \text{ v. 33}$$

Kde z_2 a z_1 jsou jednotlivé výšky měření, u_2 a u_1 rychlosti proudění vzduchu v daných výškách měření a k von Kármánova konstanta.

Pro popis aerodynamického odporu nad vegetací slouží tzv. náhradní výška posunutí. Poté platí:

$$r_a = \frac{\ln^2 \left(\frac{z_2 - d_0}{z_1 - d_0} \right)}{k^2(u_2 - u_1)}; \text{ v. 34}$$

Kde d_0 je náhradní výška posunutí.

Kármánova konstanta i náhradní výška posunutí byly popsány v teoretické kapitole bakalářské práce Černý (2016).

Aerodynamická metoda pracuje s předpokladem, že koeficient turbulentní difuze viz v.24 je velmi podobný třecí rychlosti. Při využití rovnice pro přenos vodní páry a nahrazením specifické vlhkosti tlaky vodních par a dosazením psychrické konstanty lze popsat objemový tok vodní páry vztahem:

$$E = \frac{j_v}{\rho_w} = \frac{\rho_a}{\rho_w} \frac{c_p}{\lambda \gamma} \frac{p_{v2} - p_{v1}}{r_a}; \text{ v. 35}$$

Vztah v.35 se nazývá Thornthwaite–Holzmanova rovnice (Thornthwaite a Holzman, 1939). Velkou výhodou této metody je nutná znalost pouze rychlosti větru a tlaku vodní páry. Nevýhodou je nutnost provádět měření na minimálně dvou výškových úrovních zároveň.

V dnešní době se mezi nejčastěji používané metody řadí metody kombinované, které uvažují jak radiační, tak aerodynamické složky výparu. Vztah pro odhad evapotranspirace doporučený ET-FAO (2005) je Penman–Monteithova rovnice, která má tu výhodu, že není třeba měřit potřebné veličiny na několika výškových úrovních, ale stačí měření v jedné výšce nad zemským povrchem. Zároveň přístup kombinuje jak aerodynamickou, tak radiační složku výparu. Podle FAO (2005) je složité určit, která složka v oblasti převládá, je proto doporučeno ve většině případů užívat metody kombinované. Největší nevýhodou kombinované metody je potřeba disponovat měřeními velkého množství dat. Tato měření je ale často možné nahrazovat průměrnými hodnotami, například místo měření radiace odhadnout hodnotu pomocí geografických souřadnic a úhlu dopadu slunečních paprsků (FAO, 2005).

Zjednodušením Penman–Monteithovy rovnice je Priestley–Taylorova rovnice (Priestley a Taylor, 1972), která nahrazuje aerodynamickou složku empirickým koeficientem. Díky tomuto empirickému zjednodušení stačí k odhadu znalost čisté radiace. Evapotranspiraci lze poté odhadnout vztahem:

$$E = \frac{1}{\lambda} \left(\frac{\delta(R_n - Q_G)}{\delta + \gamma} \right) \alpha; v. 36$$

Kde α je empirický koeficient, který se pohybuje celosvětově mezi 1,08 a 1,60 (Stull, 1988). Podle ASCE (1990) by se pro aridní a semiaridní oblasti měl koeficient pohybovat ve vyšších hodnotách, pro vlhké oblasti naopak v nižších. Průměrně se uvažuje koeficient 1,26 (Arya, 1988). Při výpočtu pouze aerodynamické složky výparu tak tato složka podle Priestley a Taylor (1972) průměrně činí třetinu celkové evapotranspirace.

Podle Stull (1988) se odhady objemového toku vodní páry (evapotranspirace) při použití různých metod mohou odlišovat, někdy i velmi významně. Záleží tedy vždy na vstupních datech, okolních podmínkách a uživateli, jakou metodu pro odhad evapotranspirace zvolit.

2.5 Vliv překážek na proudění vzduchu

Při proudění vzduchu krajinou může masa vzduchu narazit na překážky, které změní její chování a způsobí víření vzduchu (Munson a kolektiv, 2012).

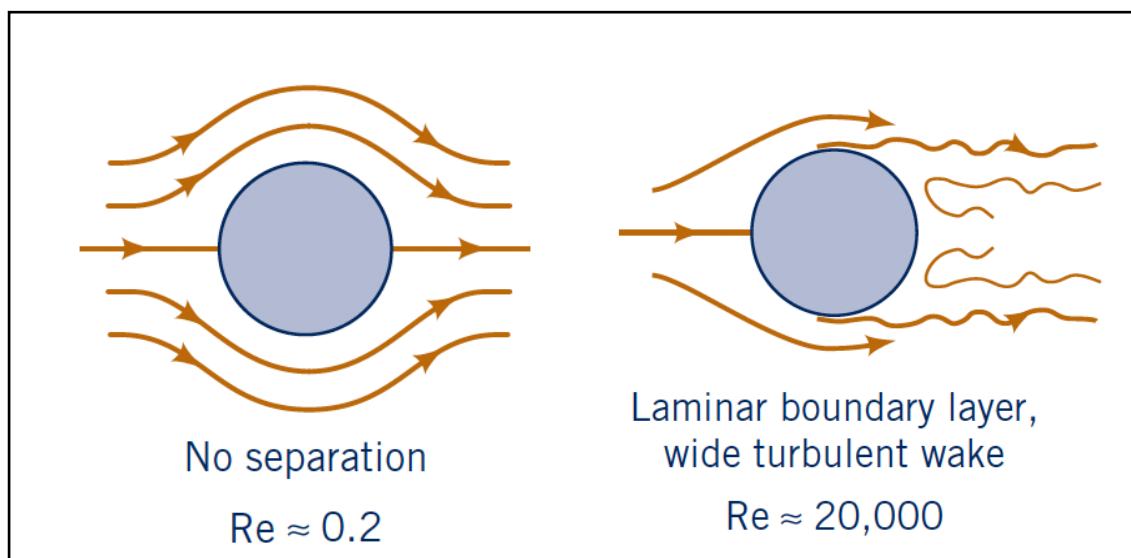
Při nárazu vzduchu na překážku hraje roli podobnostní Reynoldsovo číslo, která udává vztah mezi setrvačnými silami a kinematickou viskozitou vzduchu:

$$Re = \frac{\delta v l}{\mu}; v. 37$$

Kde Re je bezrozměrné Reynoldsovo číslo, l je charakteristický rozměr (většinou průměr překážky do které proudící vzduch narazí) a v je rychlost větru. Vlastnosti tekutiny popisuje kinematická viskozita μ a hustota ρ . Kinematická viskozita je závislá na teplotě a pro vzduch je udávána mezi $1,6 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ pro -20°C až $1,7 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ pro 40°C . Hustotu vzduchu je pomocí Daltonova zákona možné popsat jako hustotu vodní páry a hustotu suchého vzduchu. Tyto veličiny byly vypočítány (v případě hustoty suchého vzduchu odhadovány v této práci) viz kap. 4.5 a 4.6.1.

Reynoldsovo číslo je velmi důležitý ukazatel charakteristiky proudění a uplatňuje se při studiu podmínek přechodu laminárního proudění na turbulentní (Bednář a Zikmunda, 1985). Při nižší hodnotě Reynoldsova čísla mají hlavní vliv na proudění vazké síly reprezentované kinematickou viskozitou (laminární proudění), zatímco při vyšší hodnotě mají hlavní vliv setrvačné síly. Laminární proudění se vyznačuje rovnoběžností proudnic a nedochází při něm k promíchávání tekutiny (v tomto případě vzduchu). U turbulentního proudění naopak dochází k tvoření vírů.

Popis laminárního a turbulentního proudění je pro tuto práci nezbytný při analýze relativních četností směrů proudění a jejich změn, viz kap. 4.3. Při nízké hodnotě Reynoldsova čísla je proudění laminární, při vyšších hodnotách přechází přes přechodové proudění do turbulentního. Nejdůležitější pro tuto práci je popis proudění při nárazu do překážky, viz obr. 9a;b.



Obrázek 9a;b Laminární a turbulentní proudění při nárazu do překážky

Převzato z Munson a kolektiv (2012)

Jak je vidět na obrázku 9b, při turbulentním proudění se po nárazu do překážky začínají tvořit víry, které mohou ovlivnit zapisované hodnoty na jednotlivých měřidlech. To je způsobeno skokovým nárůstem Reynoldsova čísla díky výrazně větší hodnotě charakteristického rozměru reprezentovaného v dukovanském případě průměrem překážky. Ten v se případě chladič věže jaderné elektrárny pohybuje mezi 130 m v patě, až 83 m v koruně věže. Podobné vlastnosti proudění lze pozorovat i při pouhém vložení překážky do proudící vody – vzduch se v tomto případě chová identicky jako jakákoliv jiná tekutina.

3 Použitý datový soubor, metody měření a výpočtů

Tato kapitola měla za úkol především popsat meteorologická data, lokalitu, metody a prostředky měření včetně specifikací měřicích přístrojů a dalších technických detailů, které byly relevantní pro tuto diplomovou práci.

V první části byl popsán datový soubor, forma zápisu dat, provedené úpravy a výčet nejčastějších chyb nalezených v datových listech. Procesy odstranění chyb a výběru dat vhodných pro účely této diplomové práce byly vysvětleny v kapitolách 4.1 a 4.2. Okolí meteorologického stožáru Dukovany již bylo popsáno v metodické části bakalářské práce, v této diplomové práci byl proto proveden pouze stručný popis stožáru Dukovany a úrovní měření teploty a vlhkosti vzduchu. Druhá část této kapitoly se zaměřila na geomorfologii terénu kolem stožáru v Náměstí nad Oslavou, která by umožnila větroměrná data porovnat s daty měřenými právě na tomto místě (viz kapitoly 3.4 a 4.3). Ve třetí části metodické kapitoly pak byly uvedeny technické specifikace čidel užívané ČHMÚ pro měření teploty a vlhkosti vzduchu. V poslední, čtvrté části, byla popsána metodika popisu větroměrných charakteristik stanoviště pomocí větrných růžic.

3.1 Datový soubor

Data analyzovaná v práci pocházela z období 1.1.2005–31.12.2014 a byla poskytnuta ČHMÚ. Data se na stožáru měří od roku 1995, vzhledem k cílenému spárování datových souborů s daty o rychlosti a směru větru však byla použita měření ze stejného období, tedy 2005–2014. Navíc technické vybavení stožáru bylo dále před rokem 2005 odlišné, bylo by proto nutno rozlišovat různá měření zaznamenaná různými přístroji, což byl další důvod, proč nebyla data z dřívějšího období do analýzy zahrnuta.

Datový soubor sestával z 2 párů záznamů o 7 souborech, kdy každý soubor reprezentoval měření na dané úrovni, vždy bylo zaznamenáno zvlášť měření teploty a zvlášť vlhkosti vzduchu. Ve výšce 10 m nad terénem, na střeše observatoře, nebylo prováděno měření vlhkosti, odpovídající soubor tedy neobsahoval žádnou položku. Formát datového souboru byl XML dokument ve formátu CVS, tedy textový soubor s oddělovači standardu Microsoft Office. Data byla převedena do formátu XLSX pro zpracování v programu Microsoft Office Excel. Data byla zaznamenána v koordinovaném světovém čase (UTC/GMT). Vzhledem k tomu, že cílem práce bylo porovnávat měřená data v rámci daného souboru měření a dále data o teplotě a vlhkosti s daty o rychlosti a směru větru, která byla zaznamenána ve stejném časovém formátu, nebylo třeba časové údaje převádět do Středoevropského zimního času (SEČ). Při porovnání dat s externími zdroji (větrné růžice) byly používány měsíční průměry, převod časového formátu by tedy ani v tomto případě nehrál roli.

Záznamy dat o vlhkosti vzduchu byly provedeny jako okamžitá měření každých deset minut, zapisovaná jako relativní vlhkost v procentech. Záznamy o teplotě vzduchu byly měřeny stejným způsobem s teplotou zaznamenanou ve stupních Celsia. Hodnoty relativní vlhkosti byly zaznamenány s přesností na 1 %, hodnoty teploty vzduchu s přesností na 0,1 °C. U obou souborů byly vždy zaznamenány hodnoty s posloupností ROK–MĚSÍC–DEN–ČAS–HODNOTA v horizontálním směru, ve směru vertikálním pak vzrůstající ROK–MĚSÍC–DEN–ČAS. Tyto matice hodnot bylo nutné sloučit do požadovaného formátu tak, aby byly propojitelné se soubory obsahující měření rychlostí a směrů větru. Toho bylo docíleno pomocí základních funkcí aplikace MS Office Excel.

Data nebyla ČHMÚ nijak upravována, pouze byly ověřeny základní logické intervaly. U teplot byl tento interval v rozmezí <-38 °C; +36 °C>, u relativní vlhkosti <10 %; 100 %>. Nad rámec těchto primárních ověření bylo potřeba provést detailnější kontrolu dat a odhalit případné chyby a výpadky měření. Ty mohly být způsobeny poruchou čidla, poškozením, zatížením větrem a teplotními výkyvy, či přerušením přenosové kabeláže. U většiny nedostatků měření, zejména při vykazování stále stejných hodnot, byly tyto problémy déletrvajícího charakteru. To bylo způsobeno tím, že údržba stožáru je finančně a časově nákladná a kontrola dat neprobíhá v reálném čase, na většinu chyb se tak přijde s odstupem času a dle vyjádření ČHMÚ je zpětná korekce datového souboru prováděna minimálně.

Ve většině případů se tedy nejednalo o jednotlivé výpadky, ale o dlouho trvající problém. V případě teploty chybělo zhruba 5 % záznamů, v případě relativní vlhkosti vzduchu až 25 % všech záznamů. Se vzrůstající výškou měření nad terénem se kvalita a počet měření snižovaly, zejména u hodnot vlhkosti vzduchu. To bylo pravděpodobně dáno extrémním namáháním ve výškách a nižší frekvencí údržby čidel na měření vlhkosti vzduchu. Vzhledem k tomu, že cílem této práce bylo popsat parametry vycházející z kombinací měření teploty a vlhkosti vzduchu a rychlosti a směru větru a jejich vertikální profily, byl počet odvozených veličin ovlivněn nejmenším počtem vyhovujících měření na dané úrovni. Chybějící hodnoty byly doplněny hodnotou „NaN“, a to z důvodu unifikace počtu řádků ve všech datových souborech pro jejich následnou kombinaci. Tato hodnota se posléze automaticky vyfiltrovala při jednotlivých krocích výběru vhodných dat.

3.2 Zájmová lokalita

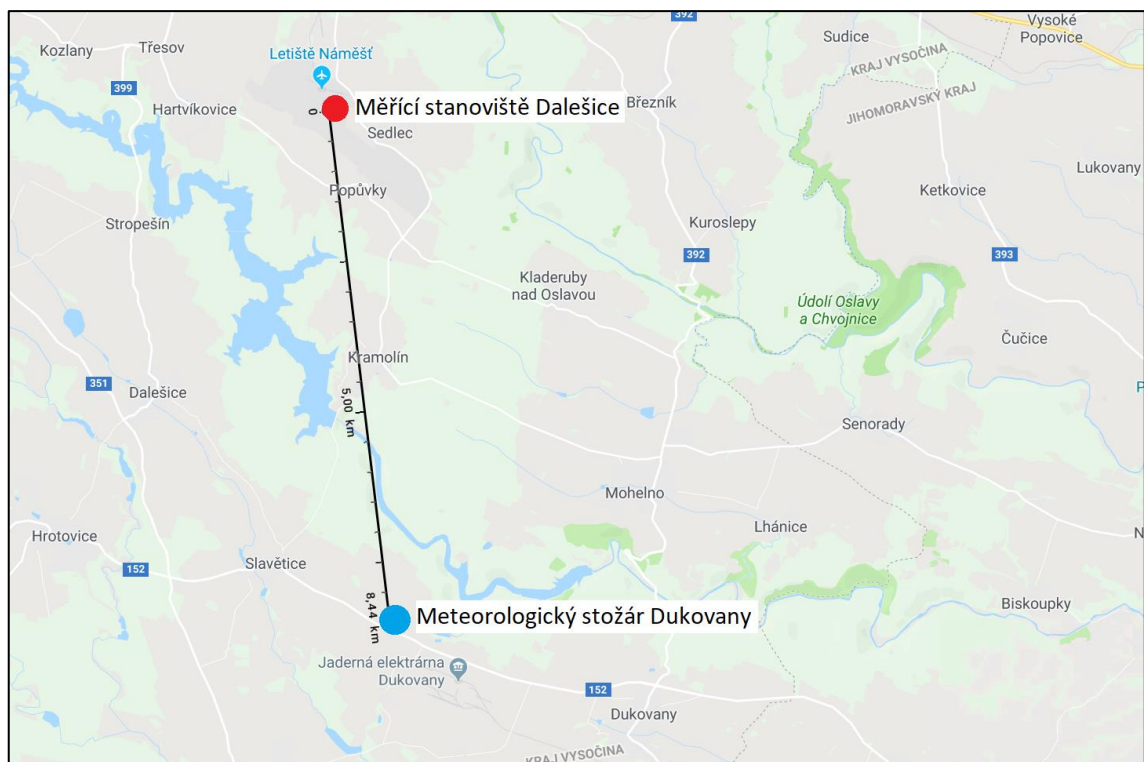
Meteorologický stožár Dukovany provozovaný ČHMÚ se nachází přibližně jeden kilometr severozápadním směrem od chladicích věží Jaderné elektrárny Dukovany. Měření na tomto stožáru probíhá nepřetržitě od roku 1995. Od roku 2005 postupně započala modernizace přístrojového vybavení, která probíhá do dnešních dnů. Zároveň jsou také doplňovány další přístroje. V současnosti se měří dvě základní charakteristiky vzduchu, tedy vlhkost a teplota. Měření se provádí v případě teploty na 6, v případě vlhkosti na 7 výškových úrovních – 2, 10 (pouze RH), 18, 42, 79, 119 a 135 metrů, kdy na samotném stožáru se měří v úrovních 18–135 metrů. Měření ve 2 metrech probíhá na pozemku, kde stožár leží, měření na úrovni 10 m probíhá na střeše budovy. Na stožáru je přístrojové vybavení umístěné na malých konzolách upevněných ke konstrukci stožáru šrouby.

U měření rychlostí a směrů větru byly vynechány hodnoty na úrovni 119 m z důvodu instalace starších anemometrů, u měření teploty a vlhkosti vzduchu byly ČHMÚ poskytnuty všechny hodnoty, kromě zmíněné teploty na úrovni 10 m. Vzhledem k vzrůstajícímu počtu výpadků se zvyšující se výškou měření bylo třeba rozhodnout o zahrnutí vyšších úrovní měření do analýzy. Práce se také zabývala vertikálními profily veličin v přízemní vrstvě mezní vrstvy atmosféry, u vyšších úrovní měření by tedy vyvstala otázka o zařazení příslušných úrovní do této přízemní vrstvy. I u úrovní měření nepřislušících do přízemní vrstvy však bylo možno sledovat změnu charakteru vertikálních profilů zjišťovaných veličin, nepřítomnost úrovně v přízemní vrstvě by tudíž nebyla důvodem k vynechání měření z analýzy. Hlavním důvodem k případnému vynechání daného měření by tedy byla primárně nízká kvalita naměřených hodnot. Tomuto tématu se podrobněji věnovaly kapitoly 4.1 a 4.2.

Jak již bylo zmíněno, geomorfologie terénu kolem stožáru Dukovany byla popisována v bakalářské práci Černý (2016). Vzhledem k tomu, že pro porovnání popisu větrných charakteristik pomocí větrných růžic byly výsledky porovnávány s daty získanými na měřicím stanovišti Náměšť nad Oslavou – Dalešice, analyzovala tato práce geomorfologické podmínky kolem měřicího místa v Náměšti tak, aby bylo možné vysvětlit případné odchylky v růžicích.

Měření větroměrných dat na měřicím stanovišti v Náměšti nad Oslavou – Dalešicích provozuje Hydrometeorologická služba Armády České republiky. Díky tomu bylo velmi obtížné dohledat data o samotném přístrojovém vybavení, nebo i výšce prováděného měření. Měření probíhá v rámci meteorologické služby pro letiště LKNA Náměšť nad Oslavou pro zajištění podpory provozu 22. základny vzdušných sil AČR. Aplikace Windfinder, ze které byla data získána, disponuje pouze výsledným měřením. Z tohoto důvodu nebyl v této diplomové práci detailněji popsán způsob měření na stanovišti Dalešice, ač byly jeho výsledky použity a porovnávány.

Ve směru západního proudění je geomorfologie terénu kolem měřicího zařízení Dalešice podobná terénu u měřicího zařízení Dukovany. Z tohoto směru bylo možno očekávat nejvyšší četnosti směrů větru u obou měření, v tomto ohledu tudíž data mohla být srovnatelná. Reliéf terénu z ostatních směrů se však liší. Údolí vodní nádrže Dalešice se nachází 2,5 kilometru jižně od měřicího stanoviště, v jižním směru od měřicího stožáru Dukovany je naopak zemědělská půda skoro bez sklonů. Na jižní straně, zhruba 500 m od měřicího stanoviště Dalešice, se nachází vzletová a přistávací dráha s adekvátně upraveným porostem kolem ní, která mohla měření rychlostí a směrů větru také ovlivnit. Na severní straně, 5 km od letiště, se nachází město Náměšť nad Oslavou obklopené zemědělskou půdou, naopak na severu dukovanského stožáru se nachází členité údolí řeky Jihlavy. Na východ od dalešického stanoviště je poté kopcovitý terén s rozhlednou Gloriet na vrcholu, na východ od Dukovan se nachází zemědělská půda. Obr. 10 ukazuje polohu měřicího místa Dalešice proti poloze stožáru Dukovany. Obr. 11 poté ukazuje polohu stožáru Dalešice na ortofoto snímku. Vzdálenost mezi stanovišti je 8,5 km.



Obrázek 10 Polohy měřicího stanoviště Dalešice a Dukovany



Obrázek 11 Orto snímek okolí měřicího stanoviště Dalešice s vyznačeným umístěním

Pro charakteristiku terénu, tak, aby bylo možné porovnat větroměrná data získaná z obou měřicích míst, bylo vhodné dále popsat a porovnat nadmořské výšky a pokryvy zemského povrchu. Díky tomu bylo možno popsat případné ovlivnění měření orografickými překážkami. Nadmořská výška stanoviště Dukovany je 352 m.n.m a stanoviště Náměšť 365 m.n.m

V zájmovém území se nachází hlavně orná půda, která není zavlažovaná. Pokryvy terénu byly zjištěny pomocí snímkování Landsat a proložením vrstvou LPIS, což je pravidelně aktualizovaná evidence využití zemědělské půdy v ČR, kterou spravuje Ministerstvo zemědělství ČR a která vychází z evropského projektu Land Cover Technica Guide, EEA (1995). Na okrajích se nachází souvislá městská zástavba – jedná se o obce Dukovany a Náměšť nad Oslavou. Pěstovanými plodinami dle zemědělské evidence EAGRI (2018) jsou hlavně ozimé plodiny, tedy pšenice a ječmen, na části zemědělské půdy byla brukev řepka olejka.

Největší překážky tvoří věže jaderné elektrárny Dukovany na jihovýchodě Dukovanského stožáru, údolí vodní nádrže Mohelno na jižní straně v případě Dalešic a severní straně v případě Dukovan a městské zástavby na severovýchodě obou měřicích zařízení. Ovlivnění větroměrných měření bylo možné navíc očekávat v případě stanoviště Dalešice z jižní strany, neboť betonová vzletová a přistávací dráha obklopená pečlivě sečeným trávníkem má po celý rok výrazně nižší drsnostní výšku než okolní terén.

3.3 Technické specifikace čidel měření vlhkosti a teploty vzduchu

Meteorologický stožár provozovaný Oddělením observatoří při jaderných energetických zařízeních (OOJEZ) v Dukovanech je příhradová konstrukce s celkovou výškou 140 metrů, která je kotvena ocelovými kotevními lany s vysokou pevností do vzdálenosti asi 30 metrů od stožáru. Na stožáru se nachází celkem 5 oplocených stupňů, na kterých jsou vyvedeny příhradové konzoly s měřicími zařízeními. Tyto úrovně se nacházejí ve výškách 18, 38, 79, 119 a 135 metrů, přičemž na všech úrovních probíhá měření teploty a vlhkosti vzduchu a rychlostí a směrů větru. Konzole se zařízeními jsou vyvedeny vždy na jižní a na severní straně stožáru tak, aby byl eliminován vliv samotné konstrukce zařízení na měření větroměrných dat. Měření teploty a vlhkosti vzduchu je konstrukcí zařízení narušeno minimálně, tato zařízení jsou proto umístěna duplicitně spíše pro kontrolu a srovnání jednotlivých měření, či pro případné odhalení chyb při záznamech dat. Celkem je tedy na stožáru umístěno 10 anemometrů, 10 směrovek, 10 teploměrů a 10 zařízení pro měření relativní vlhkosti vzduchu. Technický popis anemometrů a směrovek byl proveden v metodické kapitole bakalářské práce, tato diplomová práce se proto zaměřila na popis zařízení pro měření vlhkosti a teploty vzduchu. Obr. 13 ukazuje detail vlhkoměru ve výškové úrovni 18 metrů umístěného na severní konzoli. Na obr. 14 je sdružené přístrojové vybavení s vyznačeným teploměrem na jižní konzoli v úrovni 79 metrů. Měření všech veličin v úrovni 2 metry probíhá na konstrukci kotvené do země a na střeše observatoře ve výšce 10 metrů nad terénem.

Technické vybavení pro měření vlhkosti a teploty vzduchu je, na rozdíl od anemometrů a směrovek, na všech úrovních identické. Provozovaná zařízení jsou:

- Vlhkoměr Vaisala HMP155 společně s certifikovaným radiačním krytem
- Ventilovaný teploměr Thies Clima 2.1265

Vlhkoměr Vaisala HMP155 je polymerové čidlo vlhkosti vzduchu, které zároveň zaznamenává teplotu vzduchu. Teplota je posléze porovnávána s teplotou získanou z teploměru Thies Clima. Princip měření relativní vlhkosti vzduchu je založen na měření elektrické kapacity na užitě tenké vrstvě kapacitní polymerní látky HUMICAP. Měření teploty posléze užívá odporovou metodu s platinovými (Pt100) senzory. Oba senzory jsou umístěny ve špičce přístroje a jsou chráněny odnímatelným krytem, viz obr. 15. ČHMÚ disponuje aktivní verzí zařízení, které sdílí naměřená data přes dva analogové výstupy jak pro teplotu, tak pro vlhkost vzduchu.

Měření vlhkosti pomocí patentované metody HUMICAP probíhá tak, že na senzoru je mezi dvě vodící elektrody aplikován tenký film polymerní látky. Měřicí povrch je pokryt propustnou kovovou elektrodou pro ochranu měření od šumů a vystavení kondenzaci. Povrch, na kterém je látka aplikována, je ve většině případů skleněný nebo keramický. Tenká vrstva polymerní látky poté absorbuje nebo uvolňuje vlhkost s tím, jak relativní vlhkost vzduchu okolního vzduchu klesá či stoupá. Dielektrické a polarizační vlastnosti polymerního filmu závisí na množství absorbované vlhkosti. S tím, jak se relativní vlhkost v okolí senzoru mění, se mění i množství absorbované vlhkosti a tím dielektrické vlastnosti polymeru. Se změnou dielektrických vlastností měřicí soustavy se mění i elektrická kapacita, která je posléze změřena a převedena na procentuální relativní vlhkost.

Zařízení udává relativní vlhkost v procentech a teplotu volitelně ve stupních Celsia, nebo ve stupních Fahrenheita. Veličiny vypočítávané speciálním softwarem, který je součástí dodávky přístroje, jsou potom teplota rosného bodu a směšovací poměr. Tyto veličiny však byly vypočteny, respektive v případě směšovacího poměru odhadnuty, pro účely této diplomové práce samostatně. Vlhkoměr je instalován v doporučeném radiačním krytu Vaisala DTR 13 viz obr. 16. Kryt chrání před sluneční radiací a vlivem srážkové vlhkosti. Štít je navržen tak, aby odrazil co největší množství krátkovlnného slunečního záření, zabránil vícenásobnému odrazu dovnitř krytu a zároveň zajistil znemožnění zatečení vody při případné srážce. Tím je zajištěn záznam vlhkosti a teploty okolního vzduchu s minimálním ovlivněním měření. Výstup z měřidla je zajištěn osmipinovým konektorem, kde čtyři piny zajišťují přenos informací o teplotě z odporových čidel a čtyři piny výstup z čidel vlhkosti vzduchu.

Doporučená frekvence kalibrace výrobcem je jednou ročně. Přístroj je kalibrován od výrobce, pro spolehlivá měření je však třeba dle výrobce kalibraci provádět častěji, respektive dle potřeby. Frekvence selhání přístroje pomocí metody MTBF (Mean Time Between Failures), vypočtená dle standardu MIL-HDBK-217 F (US Dept. of Defense, 1990), je 4,13 za 1 milion hodin. Rozsahy a přesnosti měření a rozsahy provozních teplot jsou uvedeny v tab. 2.

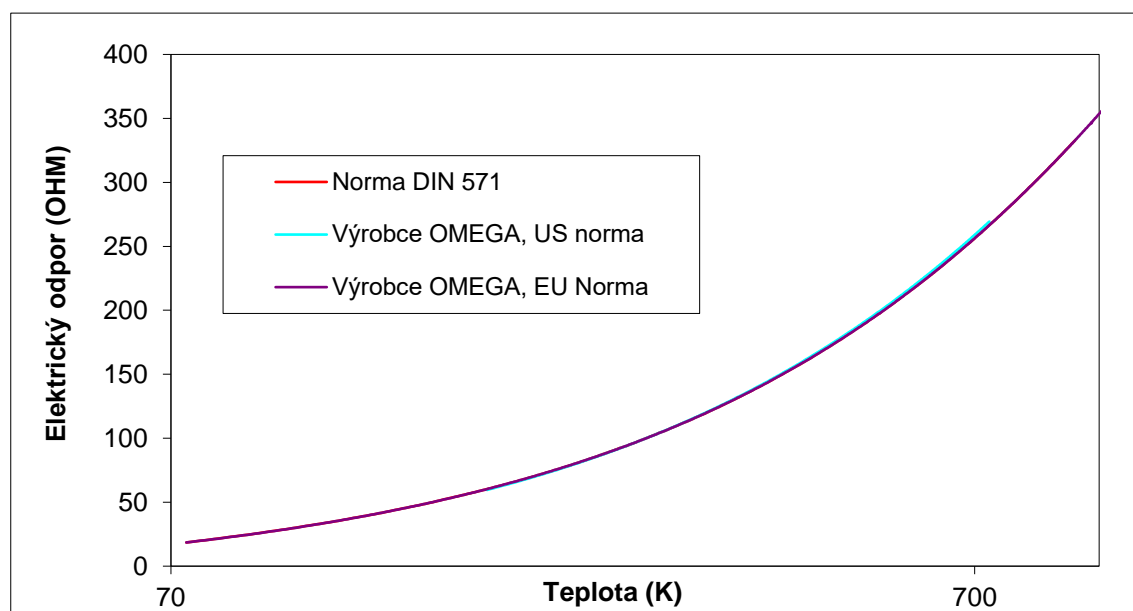
Tabulka 2 Rozsahy a přesnosti měření a rozsahy provozních teplot Vaisala HMP 155

Vlhkoměr Vaisala HMP155, Upraveno z Vaisala (2012)

Teplotní rozsah	-80 °C až +60 °C
Rozsah měření RH	0–100 %
Přesnost měření bez uvažování hystereze	
Rozsah teplot	Přesnost měření RH
+15 °C až +25 °C	± 1 % RH (pro RH 0–90 %)
	± 1,7 % RH (pro RH 90–100 %)
-20 °C až +40 °C	± (1,0 % + 0,008 měřené hodnoty)
-40 °C až -20 °C	± (1,2 % + 0,012 měřené hodnoty)
+40 °C až +60 °C	
-60 °C až -40 °C	± (1,4 % + 0,032 měřené hodnoty)
Nepřesnosti výrobní kalibrace při teplotě +20 °C	
± 0,6 % RH pro RH v rozsahu (0–40 %)	
± 1,0 % RH pro RH v rozsahu (40–97 %)	

Ventilovaný teploměr od firmy Thies Clima je, stejně jako teploměr integrovaný ve vlhkoměru Vaisala, založen na principu měření odporu na platinových vodičích. Platina má téměř lineární vztah mezi elektrickým odporem a měřenou teplotou v širokém spektru teplot, proto je standardně užívaná u většiny odporových teploměrů. Tento vztah je zobrazen v grafu na obr. 12, který srovnává technickou normu DIN a dvě normy výrobce Omega. Normy se liší teplotním koeficientem daným odlišnostmi na evropském a americkém trhu, nicméně je zřejmé, že jednotlivé křivky závislosti odporu na teplotě jsou téměř shodné, jak ukazuje obr. 12. Dalším důvodem užití platiny jsou ideální fyzikální vlastnosti tohoto kovu, kdy je možné provést jednoduchou aplikaci formou připravených odporových drátků.

Princip měření spočívá v tom, že u kovů se s rostoucí teplotou zvětšují kmity atomů v krystalové mřížce, čímž se zvětšují ztráty při vedení elektrické energie a tím i elektrické odpory. Teploměr Thies Clima používá vyjádření závislosti odporu na teplotě pomocí kvadratického polynomu pro teploty vyšší než 0 °C a kubického polynomu pro teploty nižší než 0 °C, opět v souladu s technickou normou. Pro zpřesnění popisu této závislosti se používají teplotní konstanty užívaných platinových čidel. Popis principu výpočtu teploty pomocí kvadratických a kubických polynomů včetně ostatních požadavků na platinové senzory s odporem 100 Ohm je uveden v normě DIN IEC 60571 1/3, na jejímž základě je teploměr navržen a certifikován.



Obrázek 12 Závislost elektrického odporu Pt100 na teplotě vzduchu

Výstup dat z teploměru je zajištěn čtyřpinovým konektorem. Kalibrace přístroje by dle doporučení výrobce měla probíhat jednou ročně, v případě potřeby častěji. Pro zajištění kvality měření je teploměr ventilovaný aktivním ventilátorem, který je zabudovaný v těle přístroje. Rychlost proudění vzduchu v přístroji je udržována v rozmezí 4–6 ms⁻¹. Přístroj je také chráněn dvojitým radiačním štítem, který slouží, podobně jako u vlhkoměru, k ochraně měřicího prvku před sluneční radiací. Rozsahy provozních teplot a přesnosti měření jsou uvedeny v tab. 3.

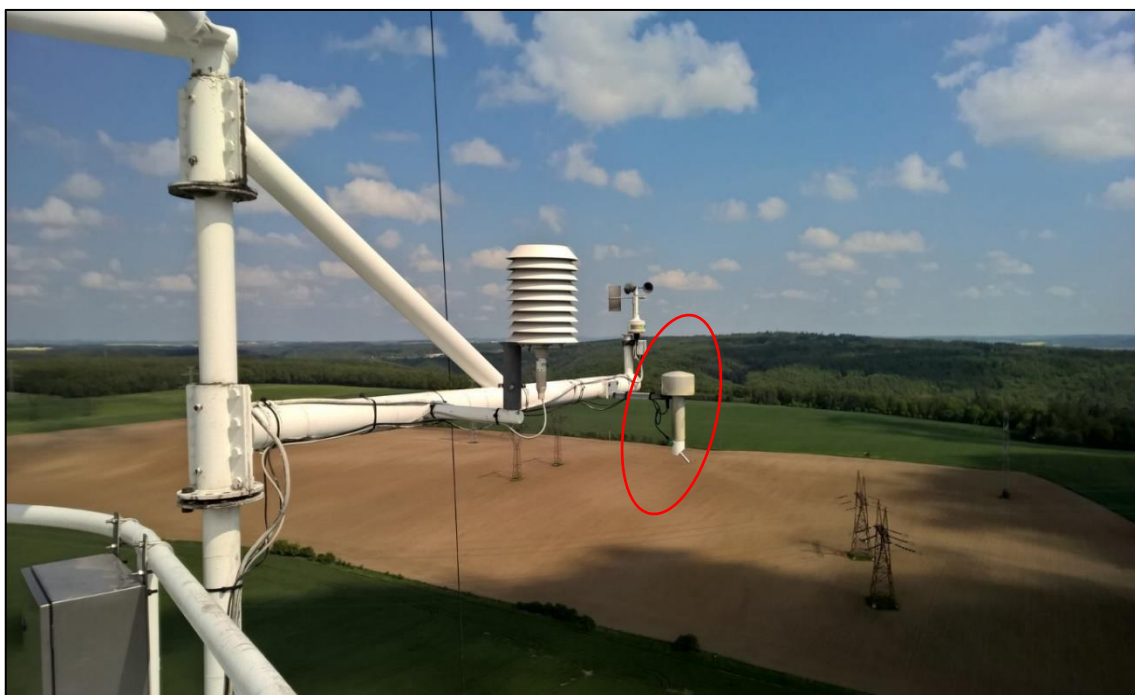
Tabulka 3 Rozsahy a přesnosti měření a rozsahy provozních teplot teploměru Thies

Upraveno z Thies (2012)

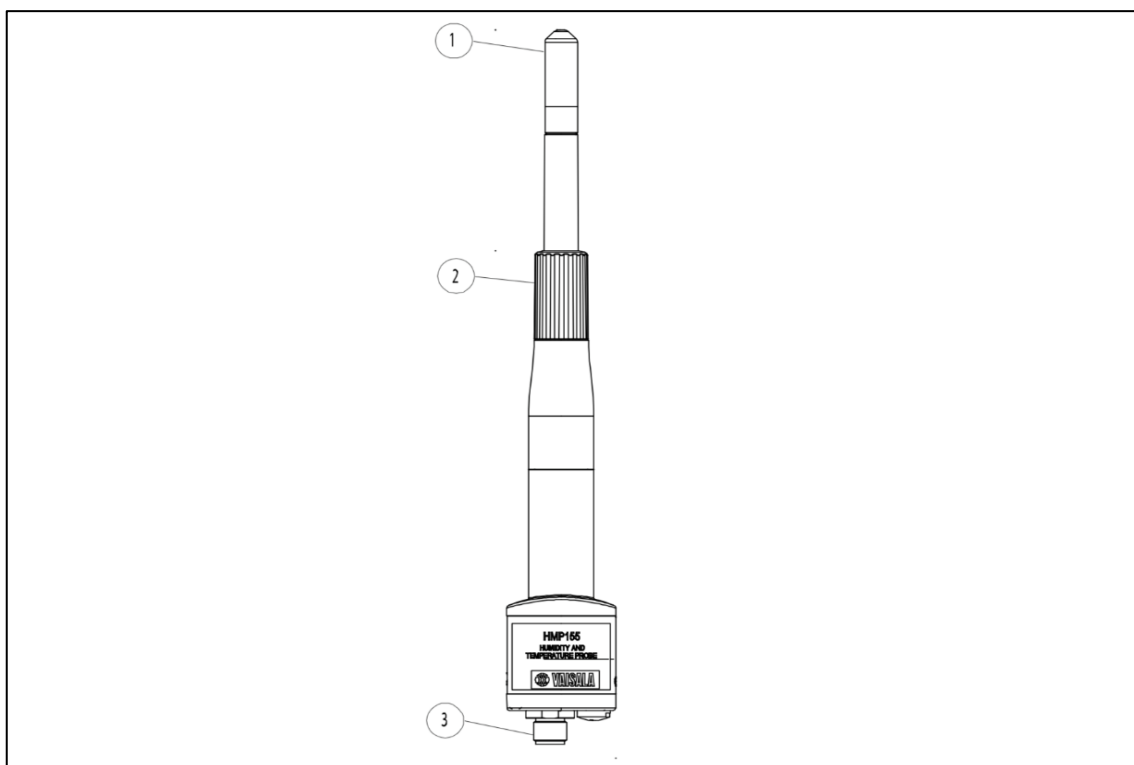
Teplotní rozsah	-30 °C až +80 °C
Přesnost měření teploty	± 0,1 K, v souladu s normou DIN
Měřicí odpor Pt	100 Ohm



Obrázek 13 Vlhkoměr Vaisala HMP155 v radiačním krytu, severní konzola, úr.18 m

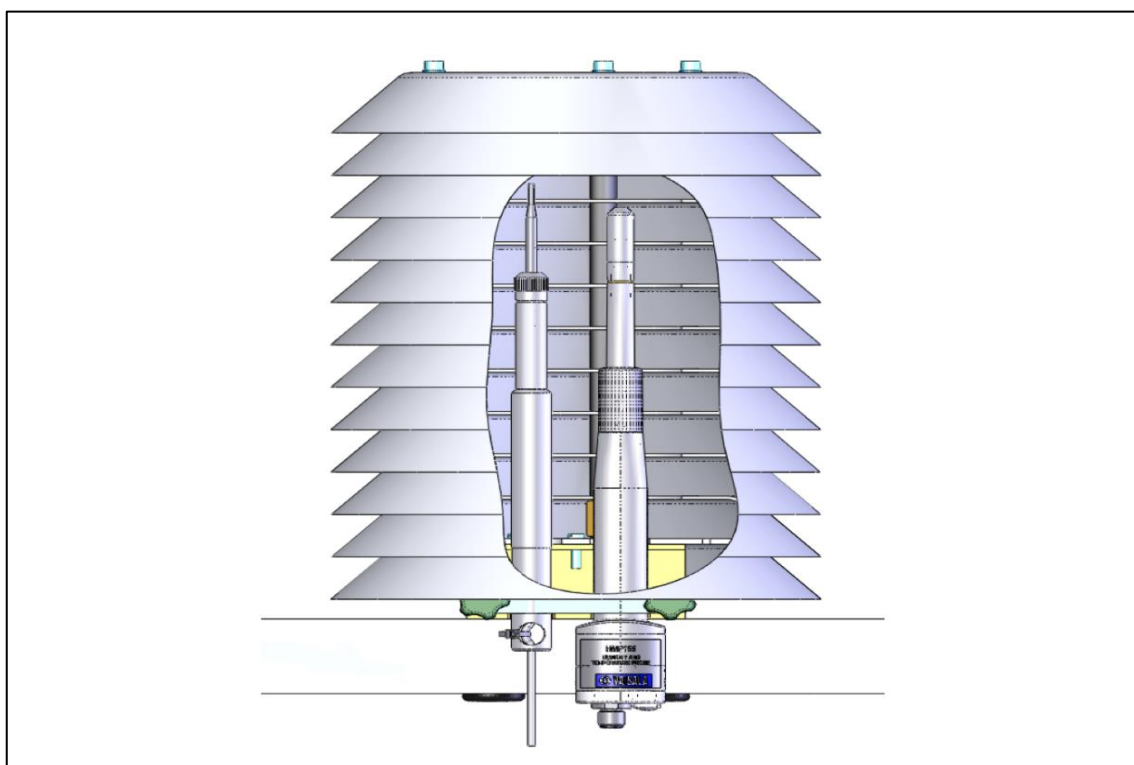


Obrázek 14 Sdružené přístrojové vybavení, vyznačený teploměr, jižní konzola, úr. 79 m



Obrázek 15 Složení vlhkoměru Vaisala HMP 155

1 – filtr, 2 – ochranný kryt, 3 – konektor; Převzato z Vaisala (2012)



Obrázek 16 Instalace vlhkoměru v radiačním krytu a složení radiačního krytu

Převzato z Vaisala (2012)

3.4 Větrné růžice

Pro grafické znázornění rychlostí a směrů větru slouží tzv. větrné růžice, které přehledně ukazují četnosti jednotlivých směrů větru. Větrné růžice lze sestavit pro určitá období, na kterých je cílem ukázat směry větru. Složitějším druhem tohoto diagramu je růžice podmíněná, znázorňující charakteristiky režimu větru za současného výskytu jiných veličin (Sobíšek a kol., 1993). V případě této diplomové práce byly zvoleny podmíněné růžice zobrazující četnosti směrů a rychlostí větru. Cílem sestavení těchto růžic bylo přiblížit větrné podmínky stanoviště v Dukovanech, porovnat je s dostupnými zdroji a zhodnotit rozpětí západního proudění 210–330 stupňů, zvoleného pro výpočet drsnostní výšky v bakalářské práci autora. Větrné růžice je většinou zvykem konstruovat pro standardní výšku měření rychlosti a směru větru 10 m nad terénem (Australian Meteorological Institute, 1999; CRES, 2014). Vzhledem k tomu, že pro potřeby této diplomové práce byla k dispozici měření rychlostí a směrů větru z šesti různých výškových úrovní, byly větrné růžice sestaveny nejen na úrovni 10 m, ale pro účely srovnání a popisu změn rychlostí a směrů s výškou také na dalších vybraných úrovních a pro řadu různých časových úseků.

Pro stanoviště v Dukovanech byly vytvořeny následující větrné růžice:

- Růžice pro úroveň měření 10 m, období 2005–2014
- Růžice pro úroveň měření 10 m, jednotlivé měsíce
- Růžice pro úroveň měření 10 m, celková charakteristika s využitím všech dat
- Růžice pro úroveň měření 42 m, celkový stav
- Růžice pro úroveň měření 135 m, celkový stav

Pro potřeby zobrazení relativních četností rychlostí větru bylo využito všeobecně užívané Beaufortovy stupnice rychlostí větru, která kategorizuje rychlosti větru do 12 kategorií (US Storm Prediction Centre, 2012) viz tab. 4.

Tabulka 4 Beaufortova stupnice rychlosti větru

Stupeň Beauf. stupnice	Rychlost větru (m.s^{-1})	Název
0	0–0,2	Bezvětrí
1	0,3–1,5	Vánek
2	1,6–3,3	Větřík
3	3,4–5,4	Slabý vítr
4	5,5–7,9	Mírný vítr
5	8,0–10,7	Čerstvý vítr
6	10,8–13,8	Silný vítr
7	13,9–17,1	Mírný vichr
8	17,2–20,7	Čerstvý vichr
9	20,8–24,4	Silný vichr
10	24,5–28,4	Plný vichr
11	28,5–32,6	Vichřice
12	> 32,7	Orkán

Pro porovnání získaných růžic s externími zdroji bylo využito webové rozhraní serveru Windfinder, provozovaného firmou Windfinder GmbH KG, Germany. Uvedená aplikace nabízí statistiky sestavené z větroměrných dat na dvou místech v zájmovém regionu – měřicího zařízení Dukovany a měřicího zařízení Náměšť nad Oslavou/Dalešice). Pro zařízení v Dukovanech byla však datová řada velmi krátká, sestávala pouze z jednoho měsíce měření, a proto byla využita výhradně data ze zařízení v Dalešicích, které je od měřicího stožáru v Dukovanech vzdáleno 8,5 km vzdušnou čarou, popis zařízení viz kap. 3.2.

Větrné růžice byly sestaveny v grafické formě, kdy na kruhovém podkladu jsou znázorněny světové strany standardně zavedené v anglickém jazyce s následujícími azimuty:

- N – Sever – 0 stupňů
- E – Východ – 90 stupňů
- S – Jih – 180 stupňů
- W – Západ – 270 stupňů

V grafu je znázorněn sloupec relativních četností směrů větru, který je barevně rozdělen podle četnosti rychlostí větru dle tab. 4. U větrných růžic získaných z měřicího zařízení Dalešice jsou zobrazeny pouze relativní četnosti směrů větru, informace o rychlosti proudění byly proto doplněny v popisu grafu.

4 Výsledky a diskuze

Kapitola výsledky a diskuze se podrobně zabývala analýzou poskytnutého datového souboru, shrnutím výsledků vypočtených veličin a jejich popisu a posouzení. V první a druhé části kapitoly byl popsán postup výběru a ověření dat. S ohledem na stav datového souboru a jeho neúplnost bylo třeba rozhodnout, jaké úrovně a jaké doby uvažovat pro výpočty dalších veličin. Data byla rozdělena do samostatných souborů pro teplotu vzduchu a relativní vlhkost. Datové soubory těchto veličin byly analyzovány odděleně. Postup výběru je podrobně popsán včetně použitého technického řešení a indikace počtu zbývajících měření.

Ve třetí části bylo analyzováno statistické rozložení směru a rychlosti větru prostřednictvím větrných růžic. Tyto růžice byly porovnány s daty z aplikace Windfinder naměřenými na stanovišti Náměšť nad Oslavou/Dalešice, více viz kapitoly 3.2 a 3.4. Při porovnání a popisu jednotlivých časově odpovídajících větrných růžic byly uvažovány orografické odlišnosti mezi těmito dvěma blízkými lokalitami a byl popsán možný vliv těchto rozdílů na zjištěné četnosti rychlostí a směrů větru.

Čtvrtá část kapitoly byla věnována posouzení předpokladů o zvrstvení atmosféry, vyjádřených v bakalářské práci autora. Při tvorbě bakalářské práce nebyla k dispozici data o teplotě a vlhkosti vzduchu, proto bylo potřeba posoudit zvrstvení atmosféry jiným způsobem. Pro účely nového porovnání bylo třeba vypočítat teplotní gradienty, popsat zvrstvení atmosféry v (nejen) době měření použitých v bakalářské práci a tato zvrstvení srovnat.

Ve čtvrté a páté části kapitoly výsledky a diskuze se práce zabývala analýzou vypočtených zadaných veličin a jejich vertikálních profilů. S použitím teoretického základu byla využita vybraná data o teplotě a vlhkosti vzduchu společně s částí dat o rychlosti a směru větru a bylo provedeno posouzení předpokládané konstantnosti vertikálních toků vodní páry v atmosféře.

4.1 Analýza datového souboru a výběr vhodných dat teploty

Po prvotní kontrole obdrženého datového souboru bylo zřejmé, že pouhá transformace na požadovaný formát nebude dostačovat a bude zapotřebí zevrubnější kontrola. Odhaleny byly tři hlavní nedostatky datového souboru, a to v případě obou měřených veličin:

- 1) Neobvyklé hodnoty pro daná období
- 2) Dlouhodobě stejné hodnoty (v rámci týdnů/měsíců)
- 3) Dlouhodobě chybějící měření

Vzhledem k charakteru měřených veličin, kdy měření teploty je nejobvyklejší a technicky nejrobustnější ve srovnání s měřením relativní vlhkosti vzduchu, bylo možno očekávat, že problém dlouhodobě chybějících měření bude postihovat spíše měření vlhkosti. Tento předpoklad byl při analýze datového souboru potvrzen, avšak při analýze z hlediska kategorie 2 byla chybovost u obou měření velmi podobná.

Aby bylo možné vypočítat teplotní gradient skrze všechny úrovně měření, nejprve bylo třeba ověřit, že měření v daný čas bylo dostatečně spolehlivé. Proto byly pro teplotní data zavedeny následující parametry filtrace:

- 1) V souboru bude maximálně 5 stejných měření za sebou, tedy nejvýše 50 minut se stejnou změřenou teplotou
- 2) Teplotní rozdíl mezi jednotlivými měřeními nebude větší než 5 °C
- 3) Data budou splňovat předpoklad celistvosti na libovolných 24 hodinách (během 24 hodin byla zaznamenána všechna data vyhovující bodům 1 a 2)
- 4) Na všech úrovních budou pro dané měření splněny body 1–3 najednou

Vzhledem k požadavku na kvalitu měření na všech úrovních najednou bylo potřeba posoudit počty změřených dat na jednotlivých úrovních. V případě výraznějšího dlouhodobého výpadku pouze na jedné úrovni by totiž nebyla zahrnuta možná kvalitní data změřená na dalších šesti úrovních – v tomto případě by tak bylo vhodnější danou úroveň vyloučit. Tabulka 5 ukazuje relativní četnosti naměřených dat na úrovni 2 m, tabulka 6 následně relativní četnost na úrovni nejvyšší, tedy 135 m. Všechny ostatní úrovně, až na pár výjimek, byly počtem dat podobné úrovni 2 m. Vzhledem k výrazně nižšímu počtu dat bylo rozhodnuto o celkovém vyřazení úrovně 135 m z analýzy teploty, všechny ostatní úrovně byly do analýzy zahrnuty. Výjimky byly:

- 1) Nezahrnutí úrovně 135 m do analýz
- 2) Nezahrnutí měsíce 12/2014 do analýz – nízký počet dat na většině úrovní
- 3) Nezahrnutí úrovně 42 m v měsíci 1/2007 do analýz – nízký počet dat
- 4) Nezahrnutí úrovně 119 m v měsících 2/2009, 4/2009 a 7/2009 – nízký počet dat
- 5) Nezahrnutí úrovně 119 m v měsíci 12/2010 do analýz – nízký počet dat

V případě vyhovění ostatním podmínkám byl tak teplotní gradient hodnocen na základě 5 úrovní měření – 2, 18, 42, 79 a 119 metrů, v případě několika měsíců pak na základě 4 úrovní.

Tabulka 5 Relativní četnost naměřených dat teploty vzduchu na úrovni 2 m v %

Oranžově označeny buňky s relativní četností 0, modře s četností 1–50 %

Rok Měsíc	LED	ÚN	BŘE	DUB	KVĚ	ČER	ČEC	SRP	ZÁŘ	ŘÍJ	LIS	PRO
2005	100	96	100	100	96	100	100	100	100	100	100	100
2006	84	100	100	100	97	100	100	99	100	98	100	100
2007	100	0	99	100	100	100	100	100	100	100	100	100
2008	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
2009	100	100	100	100	97	100	97	100	100	100	100	100
2010	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
2011	100	100	99	100	99	100	100	100	100	100	100	100
2012	33	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
2013	56	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	99
2014	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Tabulka 6 Relativní četnost naměřených dat teploty vzduchu na úrovni 135 m v %

Oranžově označeny buňky s relativní četností 0, modře s četností 1–50 %

Rok Měsíc	LED	ÚN	BŘE	DUB	KVĚ	ČER	ČEC	SRP	ZÁŘ	ŘÍJ	LIS	PRO
2005	100	100	100	100	99	100	100	100	100	100	100	100
2006	84	57	100	100	98	100	100	99	100	98	100	52
2007	0	22	16	48	48	31	0	74	89	62	72	92
2008	61	100	61	48	6	44	68	69	84	62	79	91
2009	69	100	92	0	61	60	55	47	63	90	73	78
2010	42	92	51	90	85	31	0	27	90	100	76	0
2011	31	38	36	23	31	29	26	38	35	30	42	45
2012	33	29	35	35	38	45	28	20	26	31	70	85
2013	53	44	34	19	28	29	32	0	36	23	31	14
2014	12	18	21	27	19	36	36	19	70	72	82	28

Po posouzení počtu dat v jednotlivých úrovních, zhodnocení možného ovlivnění počtu dat a vyřazení jedné úrovně a několika drobných časových úseků z měření byly provedeny další kroky výběru vhodných měření teploty popsané v úvodu této kapitoly. Výsledek je shrnut v tab. 7.

Tabulka 7 Výsledek výběru vhodných dat v %

Vstupních dat			Výběr vhodných dat			
Úroveň	Počet měření	Rel. Četnost	KROK 1 + 1.a	Krok 2	Krok 3	Krok 4
2 m	515179	97,96	88,78	88,77	50,95	15,48
18 m	511843	97,33	85,50	85,48	40,95	
42 m	507459	96,50	84,10	84,09	37,70	
79 m	511554	97,27	84,61	84,54	38,07	
119 m	490252	93,22	82,80	82,77	37,54	

S přihlédnutím k tabulce 7 a ke skutečnosti, že byla data navíc srovnávána s daty o měření rychlosti a směru větru, byl zbylý počet dat označených jako vyhovující všem požadavkům nedostatečný – činil zhruba 80000 záznamů, tedy 15,5 % všech možných profilů teploty vzduchu. Požadavek bodu 3 byl proto upraven tak, že nebylo požadováno souvislé měření v rámci celých 24 hodin, ale pouze v rámci 60 minut. To umožnilo několikanásobné zvýšení počtu zbylých profilů, viz tabulka 8 – na některých úrovních až dvojnásobně, v celkovém porovnání úrovní čtyřnásobně. Tím došlo také ke zjednodušení následného porovnání s daty užitými v bakalářské práci – zde totiž byly vytvářeny hodinové profily rychlostí větru z desetiminutových měření. Pomocí hodinového ověření měření teploty tak posléze bylo možno jednoduše vybrat profily rychlostí, u jejichž všech šesti měření byla zároveň provedena měření teploty, které bylo možno označit jako vyhovující, a to na všech úrovních najednou.

Tabulka 8 Výsledek výběru vhodných dat po změně parametrů kroku 3 v %

Vstupních dat			Výběr vhodných dat			
Úroveň	Počet měření	Rel. Četnost	KROK 1 + 1.a	Krok 2	Krok 3	Krok 4
2 m	515179	97,96	88,78	88,77	85,41	62,82
18 m	511843	97,33	85,50	85,48	81,39	
42 m	507459	96,50	84,10	84,09	81,72	
79 m	511554	97,27	84,61	84,54	80,39	
119 m	490252	93,22	82,80	82,77	81,05	

4.2 Ověření kvality dat o vlhkosti vzduchu

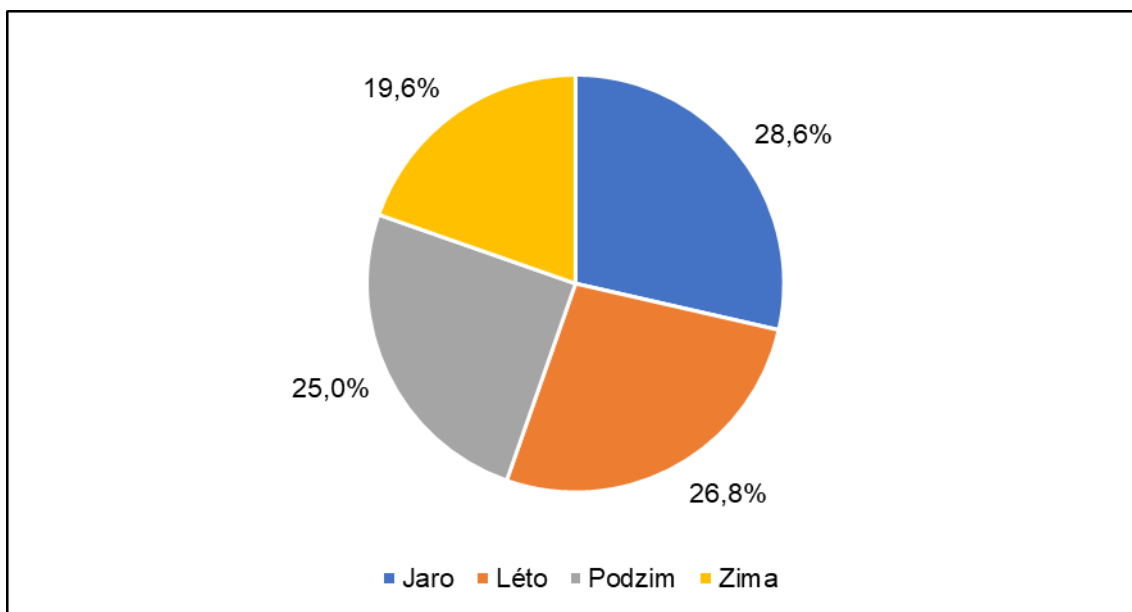
Pro výběr vhodných měřených dat o vlhkosti vzduchu nebyly použity principy užití pro filtraci dat teploty vzduchu. Důvodem byla velká časová náročnost daných kroků a obtížná kvantifikace požadavků na kvalitní měření relativní vlhkosti vzduchu zejména z hlediska časové posloupnosti a opakujících se měření. O měření teploty vzduchu lze při jisté idealizaci prohlásit, že jeho přesnost je závislá hlavně na správné funkčnosti čidel a pravidelné a včasné údržbě, u měření vlhkosti vzduchu je však situace výrazně složitější. Psychrometry, včetně v Dukovanech užitých a z hlediska měření nejpresnějších kapacitních (Emeis, 2010), vykazují tendence k opakování zaznamenaných dat a potřebují poměrně častou kalibraci, která je ve vyšších patrech dukovanského stožáru obtížná. Problémy při měření také mohou nastat při přechodu front, případném zatečení vody pod radiační kryt při déle trvající srážce, hysterezi a podobně.

V první řadě byly analyzovány výpadky měření v celém datovém setu. Bylo zjištěno, že v letech 2005 a 2006 došlo k plnému výpadku měření na úrovni 79 metrů. Vzhledem k potřebě následného párování dat s daty o teplotě vzduchu a rychlosti a směru větru a potřebě disponovat ideálně vertikálními profily složenými z dat změřených na všech úrovních bylo rozhodnuto o posouzení každého měsíce měření zvlášť. Po analýze jednotlivých měsíčních výpadků na všech výškových úrovních se práce zaměřila na celkové výpadky, na základě kterých bylo rozhodnuto jaké měsíce měření budou vstupovat do analýz. S ohledem na náhodná chybějící měření se práce zaměřila na vertikální profily, které byly změřeny v daných měsících buď bez, nebo s minimálním množstvím dohledatelných výpadků. Tabulka 9 ukazuje vybrané měsíce (modře), obr. 17 poté zastoupení ročních období ve vybraných datech.

Tabulka 9 Relativní četnost zaznamenaných dat RH v čase na všech úrovních v %

Modře vybrané měsíce pro analýzu vlhkosti vzduchu

TOTAL	LED	ÚNO	BŘE	DUB	KVĚ	ČER	ČEC	SRP	ZÁŘ	ŘÍJ	LIS	PRO
2005	80	80	80	80	77	76	72	80	80	80	80	80
2006	67	80	80	80	73	80	80	48	57	78	80	97
2007	99	47	100	100	100	100	100	100	100	93	100	100
2008	97	100	75	100	100	100	100	100	100	100	100	100
2009	100	82	76	48	85	93	81	98	100	98	97	100
2010	97	100	98	100	89	96	93	85	94	96	94	69
2011	89	100	100	97	93	93	96	97	80	89	100	100
2012	33	100	100	100	99	100	100	100	100	98	94	94
2013	65	98	100	100	100	100	100	100	100	100	100	97
2014	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	55

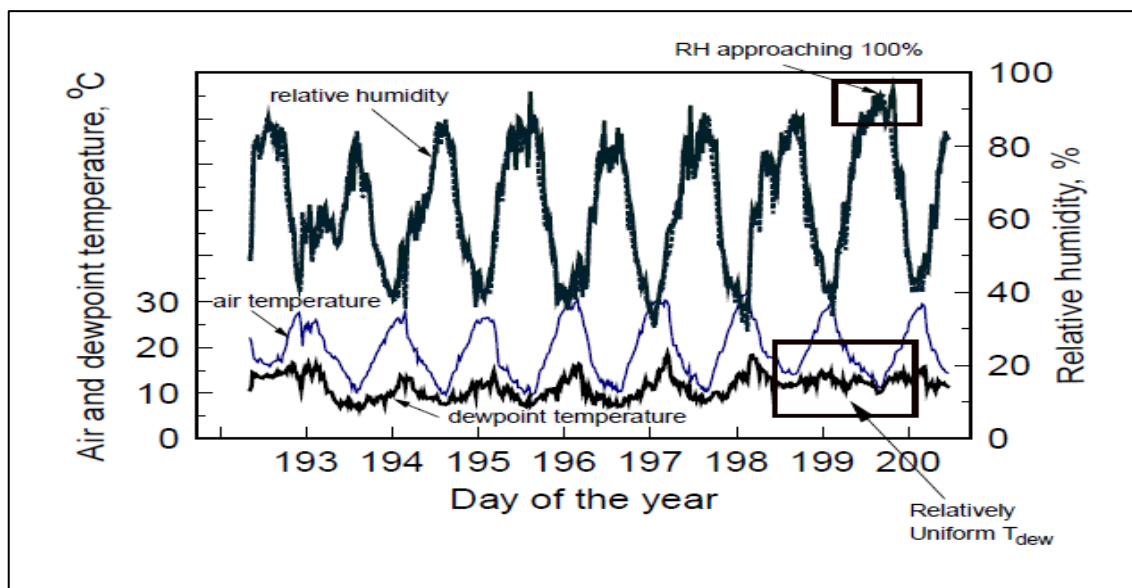


Obrázek 17 Zastoupení ročních období ve vybraných datech

Pro následné analýzy tedy bylo vybráno zhruba 45 % možných vertikálních profilů relativní vlhkosti vzduchu, při zohlednění výpadků v letech 2005 a 2006 a jejich nezahrnutí do celkového počtu dat pak bylo vybráno 56 % vertikálních profilů. Obr. 17 zároveň ukazuje, že pro následující analýzy byly dostatečně zastoupeny všechna roční období a výsledné popisované vertikální profily by tedy měly být relevantní v průběhu celého roku. Při sloučení s daty o teplotě a promítnutí požadavků na vhodná měření teploty bylo posuzováno asi 30 % vertikálních profilů.

U relativní vlhkosti vzduchu bylo obtížnější rozhodnout o kritériích výběru vhodných dat, proto se namísto jednoduchého filtrování použila metoda ověření relevance měření v dlouhodobém horizontu pomocí metod popsanych v metodické příručce Organizace pro výživu a zemědělství OSN (Allen, 1998). Tato organizace často měření vlhkosti vzduchu vyžívá například při výpočtu evapotranspirace rostlin a jejich vláhové potřeby.

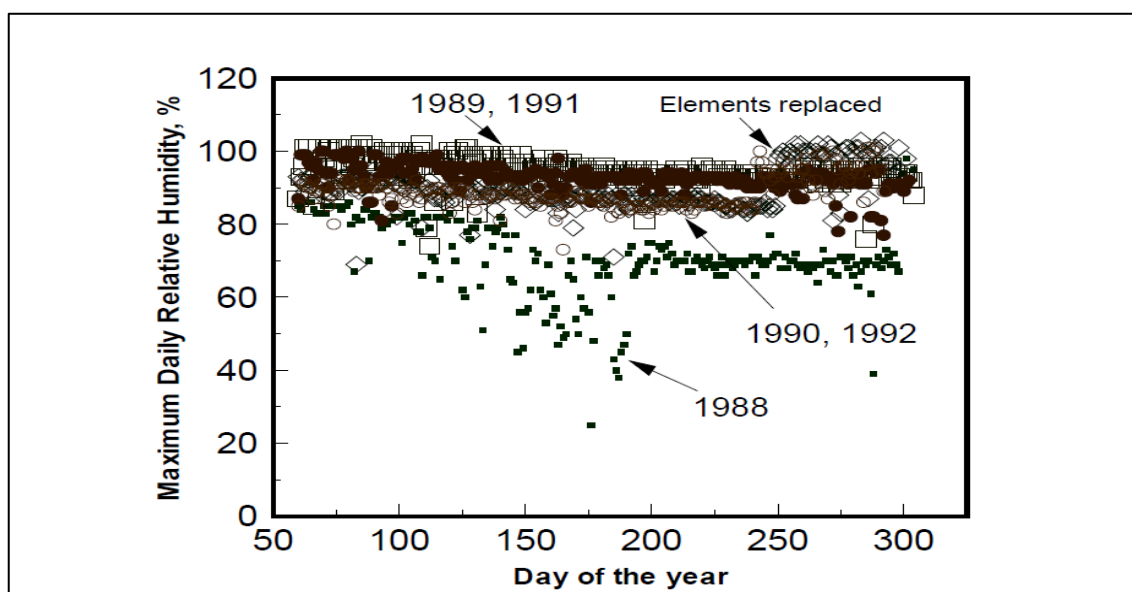
FAO v první řadě doporučuje duplikovat měřicí přístroje v lokalitě měření. Tato podmínka byla v případě dukovanského stožáru splněna (viz kapitola 3.2), případné kalibrace či doplnění dat z paralelního měření byly již promítnuty v datech obdrženy od ČHMÚ. Dle FAO mohou být měření relativní vlhkosti a teploty rosného bodu posouzena pomocí vynesení měřených hodnot relativních vlhkostí a křivek teploty rosného bodu v hodinových průměrech a jejich porovnání. Tato diplomová práce disponovala desetiminutovými měřeními všech veličin, nebyl tedy důvod k průměrování a posuzování průměrů, přistoupilo se rovnou k posuzování měřených dat. Metoda vychází z předpokladu, že se teplota a relativní vlhkost vzduchu výrazně mění v průběhu dne, zatímco teplota rosného bodu by měla zůstat v průběhu dne přibližně neměnná, jak je zobrazeno na obr. 18. Změna teploty vzduchu je způsobena rozdílným slunečním zářením v průběhu denního cyklu, kdy dodávaná energie v době mezi východem a západem slunce ohřívá vzduch a zemský povrch, zatímco v noci se povrch ochlazuje a od něj se prochlazuje i vzduchová vrstva nad ním. Velmi zjednodušeně řečeno je relativní vlhkost vzduchu (v momentě bez srážky či frontálního přechodu) nepřímo úměrná teplotě vzduchu. Při vykreslení by tak denní chod relativní vlhkosti měl být inverzní vůči dennímu chodu měřené teploty, jak je vidět na obr. 20 a 21. Rosný bod proti tomu zůstává zhruba stejný, respektive platí předpoklad, že pokles teploty zároveň znamená zvýšení relativní vlhkosti vzduchu.



Obrázek 18 Předpokládané denní chody teploty vzduchu, *RH* a teploty rosného bodu

Převzato z Allen (1998)

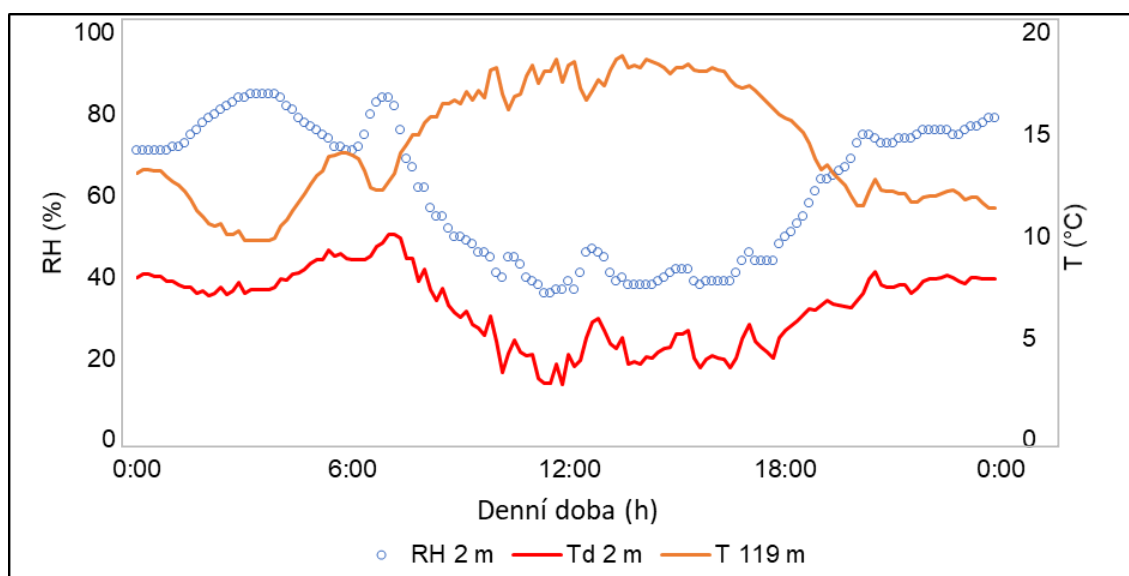
Kontrola měření relativní vlhkosti vzduchu doporučená FAO posuzuje měřenou relativní vlhkost vzduchu v ranních hodinách, kdy by, vzhledem k blízkosti teplotě rosného bodu, měla být měřená vlhkost vysoká, respektive nejvyšší v celém dni. Měřená teplota v tomto období by zároveň měla být nejnižší měřenou teplotou daného dne. Na základě tohoto předpokladu se využije nejnižší denní měřená teplota, ke které se vynese maximální relativní vlhkost daného dne. Pokud v delším časovém měřítku vykazuje měření vlhkosti vzduchu maximální denní *RH* hodnoty nižší než 80–90 %, je v tomto období pravděpodobně nutná kalibrace měřidla. Příklad možného způsobu analýzy je zobrazen na obr. 19, ze kterého je patrné, že z dat měřených v letech 1988–1992 v Baltimoru bylo zapotřebí kalibrovat měření zejména v roce 1988, ale pozornost zasloužilo i měření z let 1990 a 1992.



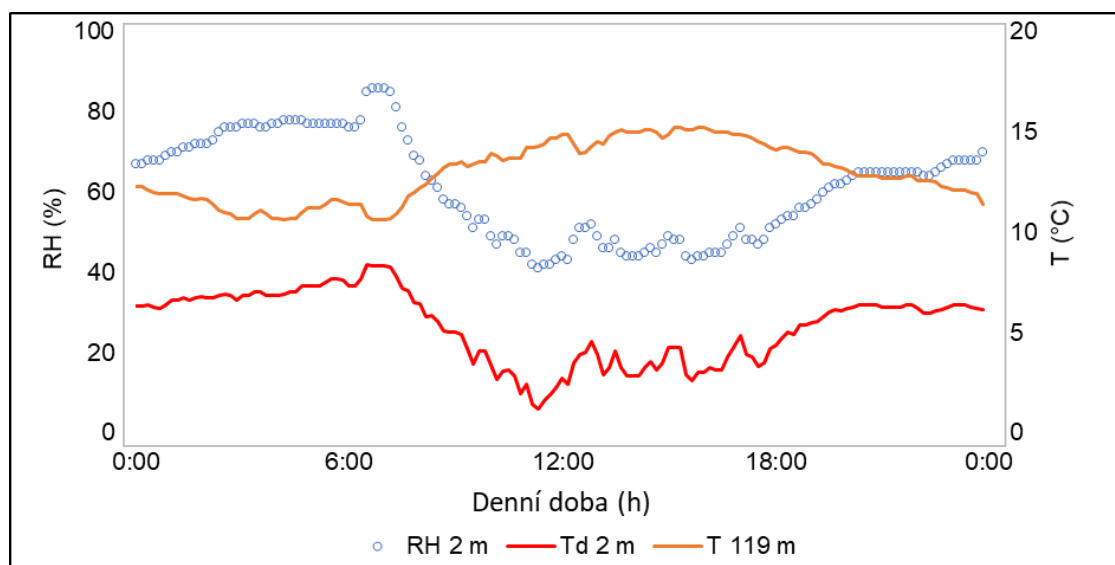
Obrázek 19 Maximální denní *RH* a pravděpodobně chybná měření v r. 1988

Převzato z Allen (1998)

V této diplomové práci byl posouzen předpoklad konstantnosti denního chodu teploty rosného bodu, nicméně práce se nezaměřila pouze na nejvyšší denní hodnoty teploty rosného bodu a nejnižší denní teploty vzduchu. Namísto toho byl posuzován každý profil individuálně. Pro každý vertikální profil, který byl uvažován v analýzách (viz začátek této kapitoly), byla vypočtena teplota rosného bodu. Posléze byly vytvořeny denní chody teplot vzduchu, relativní vlhkosti vzduchu a teploty rosného bodu, které byly porovnány s předpoklady vyjádřenými v podkladech FAO. Zároveň byla u všech vertikálních profilů provedena analýza změny vlhkosti vzduchu s teplotou přibližující se teplotě rosného bodu. Na základě vyjádřených předpokladů měla vlhkost stoupat s konvergencí teploty rosného bodu a teploty vzduchu. Při dosahování hodnot teploty rosného bodu se tak měla vlhkost vzduchu vždy pohybovat kolem 100 %. Analýzy byly provedeny na všech úrovních a následně byly porovnány jednotlivé výsledky po výšce. V hlavní stati diplomové práce jsou představeny výsledky na nejvyšší a nejnižší úroveň, tedy 2 a 119 metrů. Dny byly vybrány tak, aby je bylo možno považovat za typické.

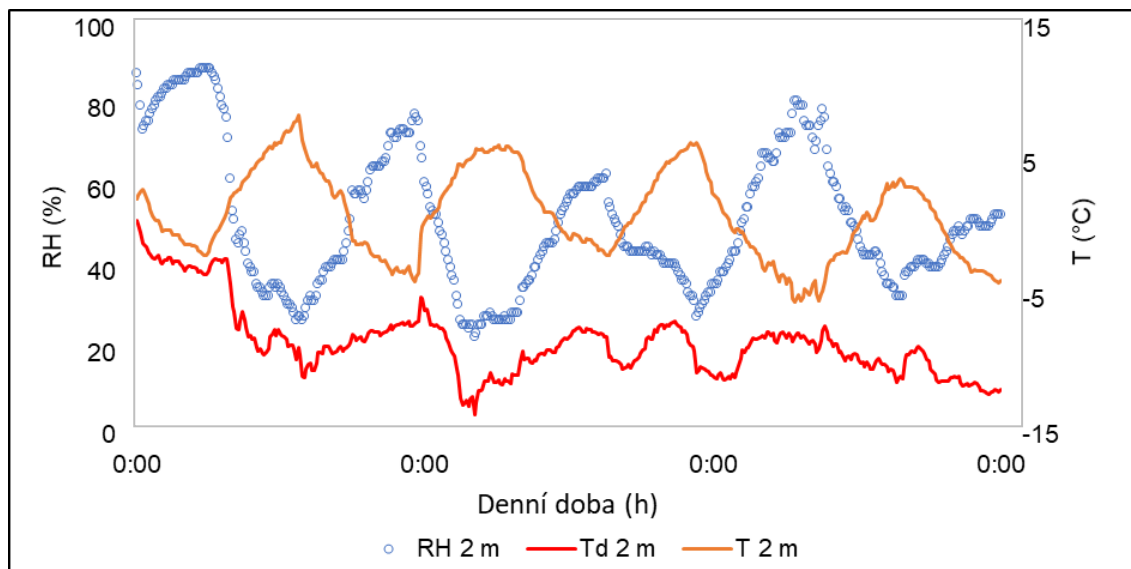


Obrázek 20 Denní chody analyzovaných veličin na úrovni 2 m dne 14.6.2014



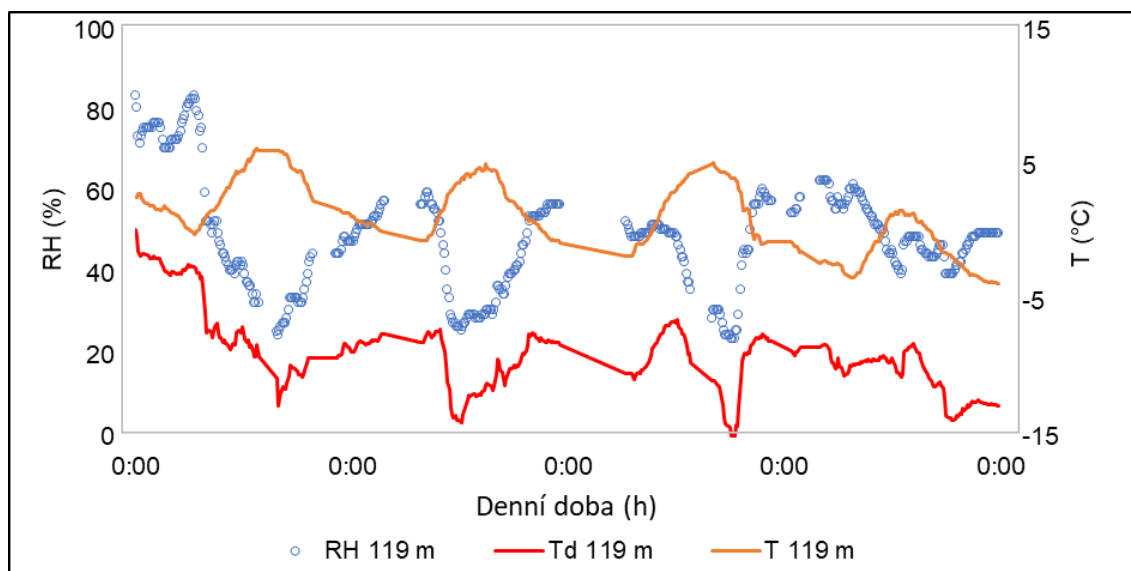
Obrázek 21 Denní chody analyzovaných veličin na úrovni 119 m dne 14.6.2014

Na základě denního chodu jednoho dne nebyla předpokládána vyrovnanost teploty rosného bodu v průběhu dne tak zřejmá. Obr. 22 a 23 proto ukazují více po sobě jdoucích dní, kde byly rozdíly teplot a vlhkostí zřetelnější, společně s křivkou teploty rosného bodu, která byla nejstabilnější. Na denních chodech zmíněných veličin byl také zřetelně vidět stejný trend denní změny teploty a relativní vlhkosti, pouze na nejvyšší úrovni 119 m byla křivka teploty vzduchu a relativní vlhkosti vyhlazenější (obr. 23) než na úrovni 2 m (obr. 22). To bylo s největší pravděpodobností dáno menším ovlivněním vyšší úrovně měření blízkostí zemského povrchu.



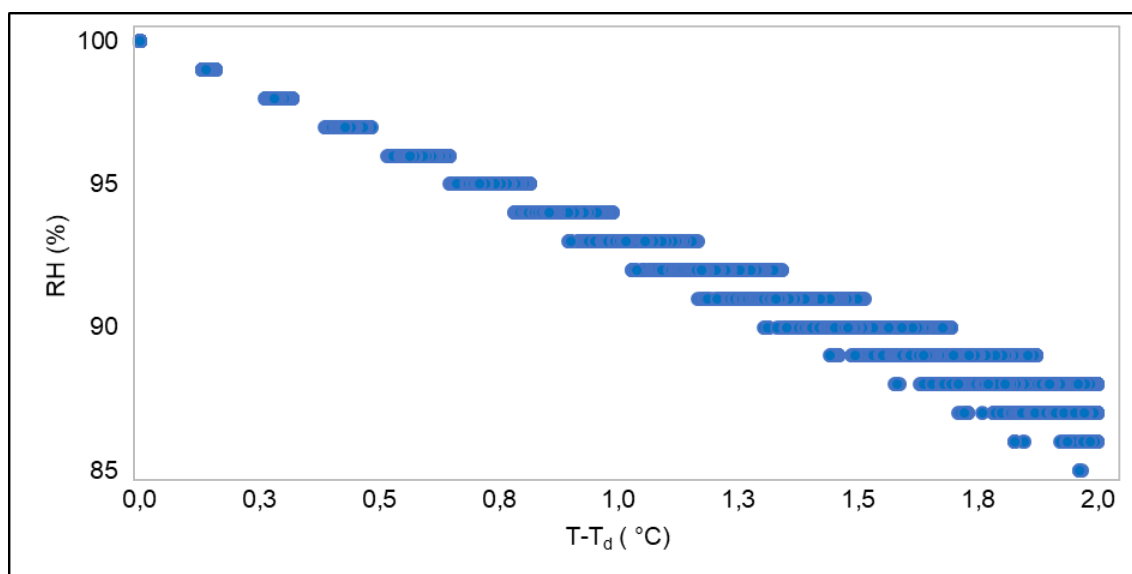
Obrázek 22 Denní chody analyzovaných veličin mezi 3–6.3.2012 – 2 m

Chybějící data způsobena výpadkem nebo nekvalitou měření

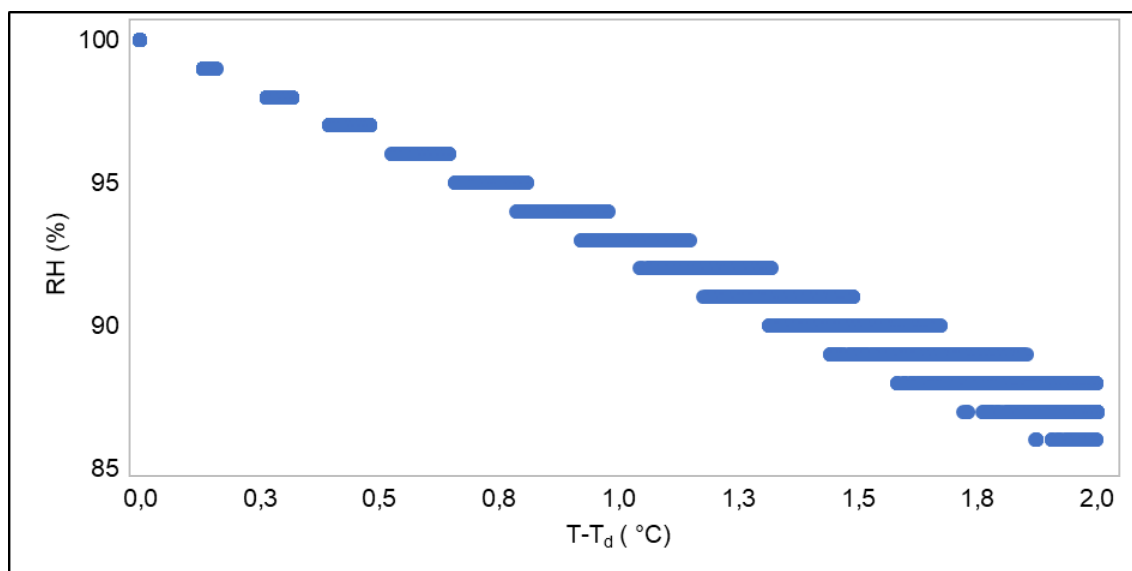


Obrázek 23 Denní chody analyzovaných veličin mezi 3–6.3.2012 – 119 m

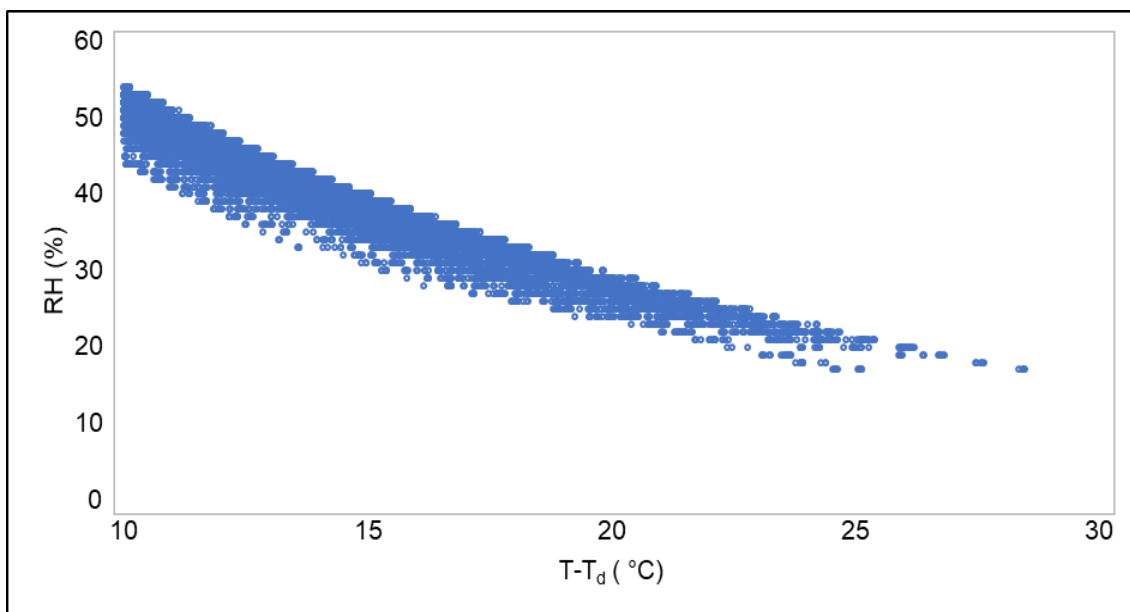
Předpoklad denních chodů veličin byl tedy splněn. V následujícím kroku byly ověřeny funkčnosti čidel s užitím zmíněného předpokladu, že čím více se teplota přibližuje teplotě rosného bodu, tím víc roste relativní vlhkost vzduchu. Výsledky jsou zobrazeny na obr. 24–27, kde byly postupně srovnávány rozdíly mezi teplotou vzduchu a teplotou rosného bodu o hodnotách 1 a méně (teplota vzduchu se přibližuje teplotě rosného bodu, tedy může nastat kondenzace) a naopak 10 a více (teplota vzduchu je vzdálena teplotě rosného bodu, kondenzace tedy není pravděpodobná). Výsledky jsou zobrazeny pro úroveň 2 (obr. 24, 26) a 119 m (obr. 25, 27). Celkové intervaly rozdílů mezi teplotou vzduchu a teplotou rosného bodu jsou vloženy jako přílohy 13–15.



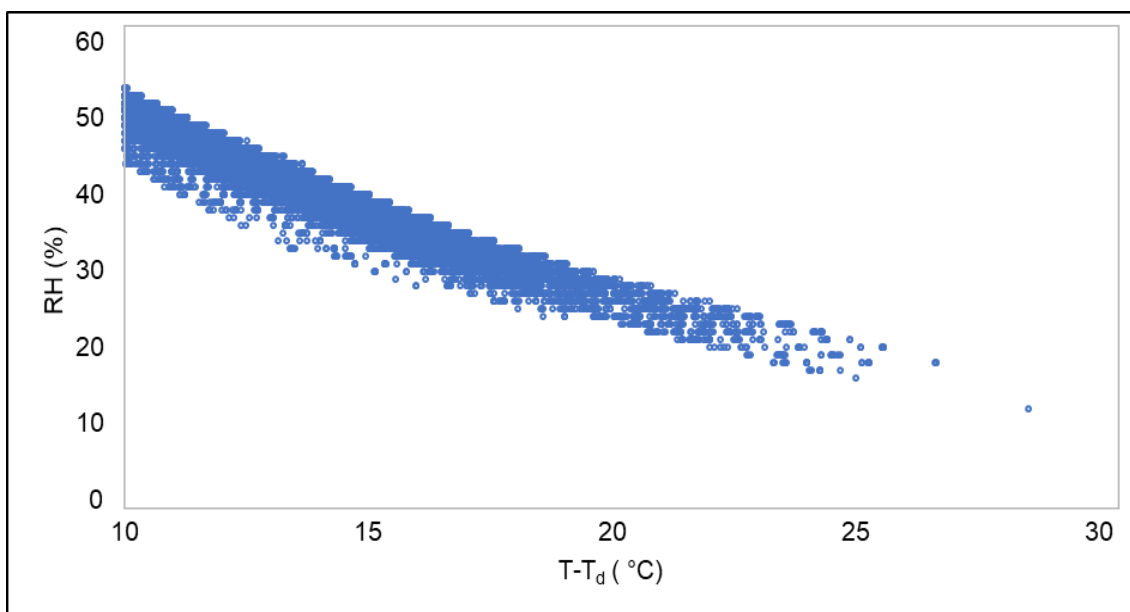
Obrázek 24 Hodnoty RH pro $T - T_d \leq 1$; úroveň 2 m



Obrázek 25 Hodnoty RH $T - T_d \leq 1$; úroveň 119 m



Obrázek 26 Hodnoty RH pro $T-T_d \geq 10$; úroveň 2 m



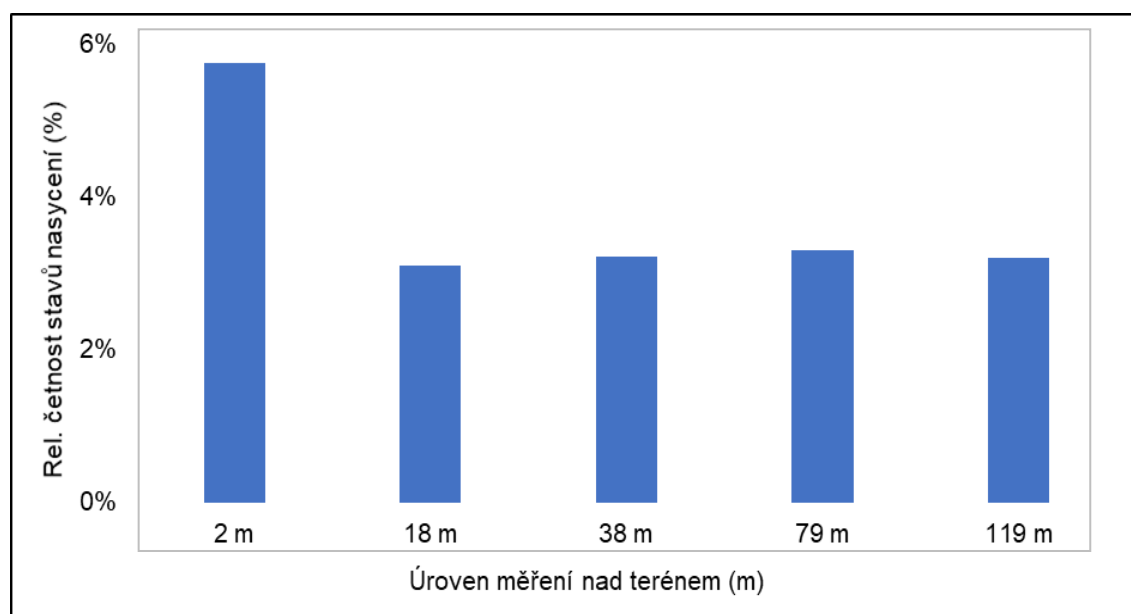
Obrázek 27 Hodnoty RH pro $T-T_d \geq 10$; úroveň 119 m

Z obr. 22–27 bylo možné usoudit, že čidla pro měření relativní vlhkosti vzduchu měřila správně po celé zkoumané období a byla tedy s největší pravděpodobností správně udržována a kalibrována. Po zahrnutí výpadků měření, které mohly být způsobeny například chybou přenosového systému nebo mechanickým poškozením měřidla, již nebylo nutno vypouštět žádná další měření vlhkosti vzduchu. Při porovnání výsledku o stavu měření teploty vzduchu, ale i rychlosti a směru větru analyzovaných v bakalářské práci autora, bylo možno říci, že na vybraných obdobích bylo měření vlhkosti vzduchu na dukovanském stožáru nejspolehlivější. To bylo, vzhledem k charakteru měření a nutnosti časté kalibrace, poměrně překvapivé zjištění.

Pro srovnání – dat o rychlosti větru bylo vybráno zhruba 45 %, směr nebylo možno dostatečně posoudit. Dat o teplotě vzduchu bylo jako dostatečně kvalitních vybráno 63 %, viz kap. 4.1. Zanedbání zbylé části dat o teplotě vzduchu nicméně nebylo způsobeno samotnými výpadky měření, jako spíše nevyhověním nastaveným standardům (zaseklá měření, velké rozdíly aj.). U dat o vlhkosti vzduchu sice tyto situace nebyly primárně posuzovány, nicméně všechny z nich mohly být odhadnuty užitím denních chodů daných veličin. Po prvotním zanedbání výpadků tak po analýze kvality měření vyšlo měření relativní vlhkosti vzduchu jako nejspolehlivější. Dat o vlhkosti vzduchu bylo sice na začátku vybráno pouze 50 %, nicméně u většiny nezahrnutých profilů (například roky 2005 a 2006 bez úrovně 79 m) by bylo nejspíše možné očekávat podobné trendy kvality měření.

Analýza měřených hodnot relativní vlhkosti vzduchu také ukázala, že vztahy mezi teplotou a nasycením vzduchu se v přízemní vrstvě mezní vrstvy atmosféry výrazně nemění. S tím, jak s výškou klesá průměrná teplota a tlak, se zmenšuje obsah vlhkosti v atmosféře, ale procentuální stav nasycení, který je popisován relativní vlhkostí vzduchu, zůstává víceméně stejný.

V neposlední řadě bylo pro kvalitní popis zmiňovaných dějů potřeba popsat výskyt stavů nasycení na jednotlivých výškových úrovních. Bylo možno očekávat, že četnost výskytu bude nejvyšší na úrovni nejbližší zemského povrchu, kde má vodní pára nejlepší předpoklady kondenzovat. Tento předpoklad byl potvrzen, následován zhruba stejným výskytem stavů nasycení ve vyšších úrovních, jak ukazuje obr.28.



Obrázek 28 Četnost výskytu stavu nasycení na jednotlivých úrovních

4.3 Statistická analýza větrných charakteristik stanoviště

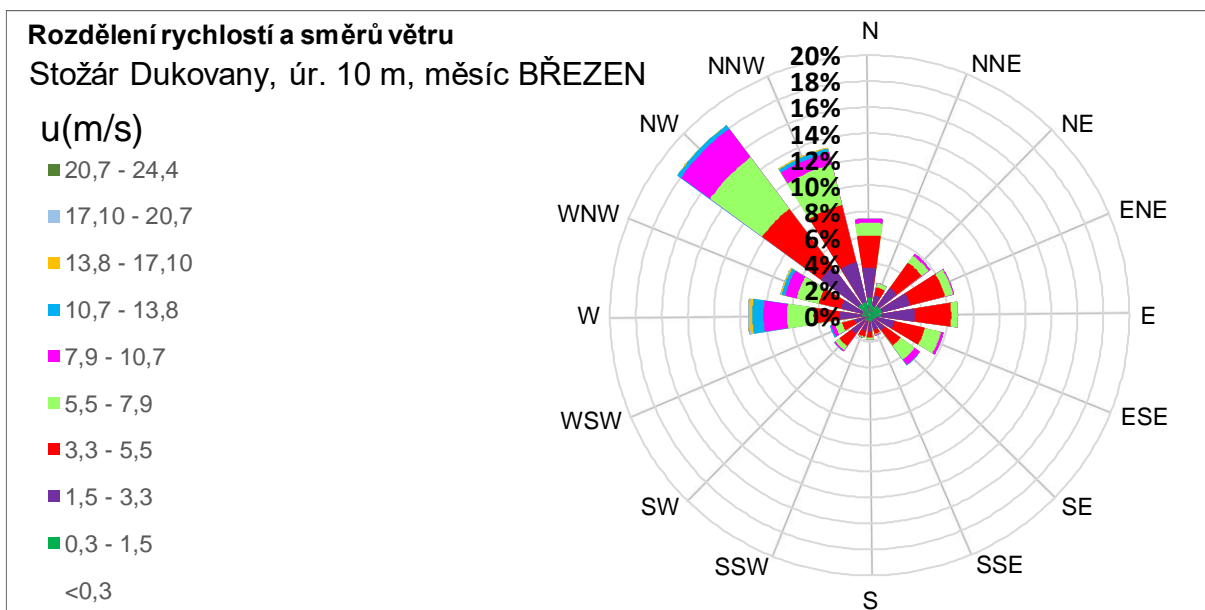
Před samotným popisem větrných růžic a jejich analýzou bylo potřeba zjistit, jaké byly výpadky měření na úrovni 10 metrů, resp. kolik dat vstupovalo do tvorby jednotlivých růžic, které byly konstruovány tak, jak je popsáno v kap. 3.4. Znalost počtu těchto dat umožňuje vysvětlit případné neočekávané odchylky větrných růžic z měsíce na měsíc, či z roku na rok. Tato statistika je zobrazena v tab. 10.

Tabulka 10 Relativní četnost naměřených dat rychlostí a směrů větru v jednotlivých měsících a letech

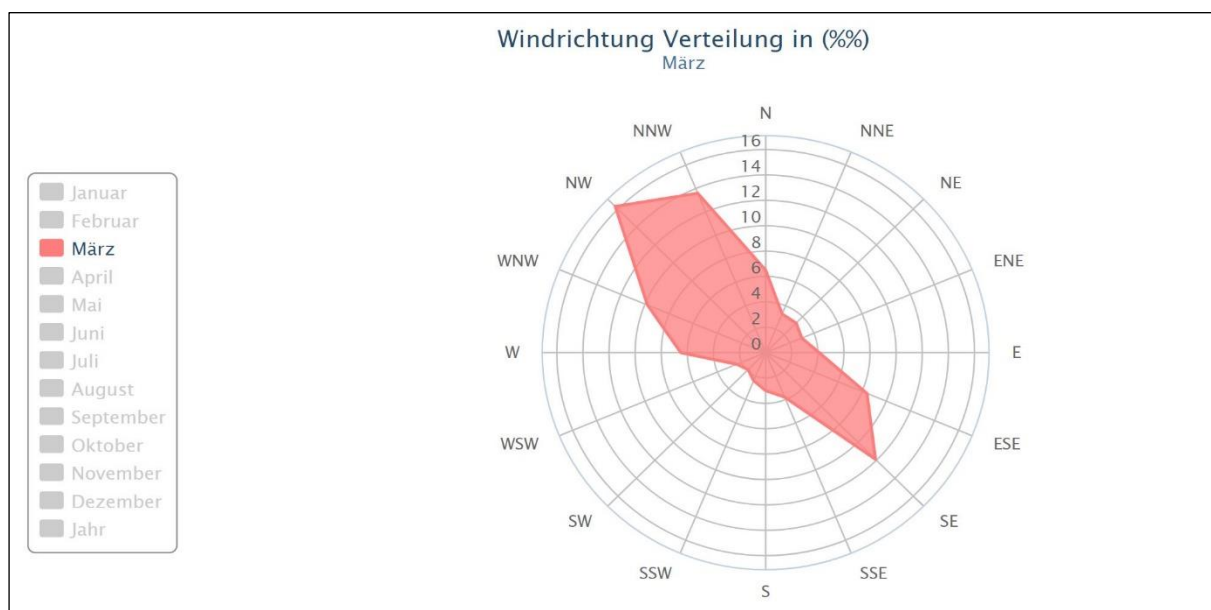
Modře úseky s 50–90 % dat, oranžově úseky s 0–50 % dat

Relativní četnost dat vstupujících do tvorby větrných růžic – 10 m (%)													
Y/M	LED	ÚN	BŘE	DUB	KVĚ	ČER	ČEC	SRP	ZÁŘ	ŘÍJ	LIS	PRO	ROK
2005	99	96	100	100	100	100	100	99	99	99	99	100	99
2006	84	100	100	99	98	99	100	99	100	98	100	100	98
2007	0	49	100	100	100	100	100	100	100	0	100	100	79
2008	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
2009	100	100	100	0	100	90	72	100	100	100	87	100	87
2010	100	100	100	100	96	100	100	100	100	100	100	100	100
2011	100	100	99	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
2012	33	100	100	100	94	100	100	94	100	100	83	99	92
2013	71	98	99	99	100	99	99	100	100	100	99	98	97
2014	99	99	100	99	99	99	99	99	99	100	100	100	99
M	79	94	100	90	98	99	97	99	100	90	97	100	

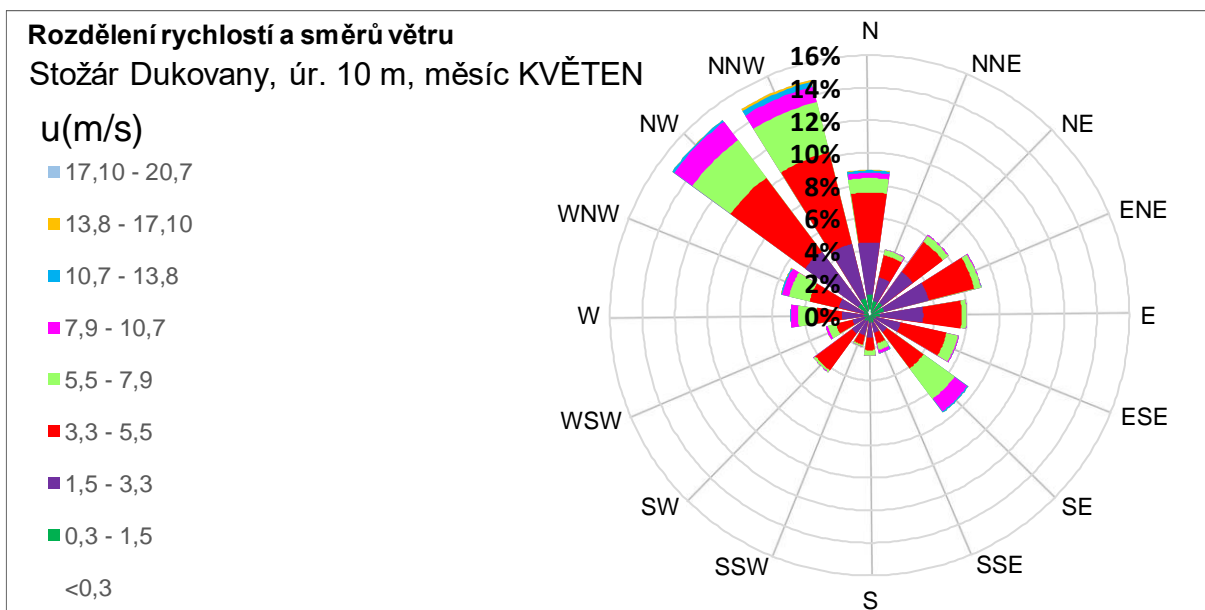
Dle výsledků v tab. 10 byly vybrány pro porovnání rychlostí a směrů měsíce březen, květen, srpen, říjen a prosinec tak, aby byla zahrnuta všechna roční období a bylo možné porovnat případné změny v četnostech rychlostí a směrů větru v jednotlivých částech roku. Dále byly pro analýzu vybrány roky 2010 a 2014, které bylo možno nejsnadněji porovnat s větrnou růžicí zahrnující všechna data a s daty z měřicího zařízení Náměšť/Dalešice, a to jak pro jejich úplnost, tak pro pokrytí těchto let v datovém setu aplikace Windfinder. Aplikace nedisponuje možností složit podmíněnou růžicí, proto byl přidán pouze graf růžice. Doplnující informace k rychlostem větru jsou v popisku daných grafů. Část dalších větrných růžic, zobrazených na analyzovaných datech, je uvedena v přílohách této práce, resp. jako příloha 1–příloha 11. Na těchto růžicích byly srovnávány roky s nižší relativní četností změřených dat a větrná růžice sestavená na úrovni 135 metrů viz příloha 11. Na té je vidět výrazně rovnoměrnější rozložení četností rychlostí i směru větru, které bylo způsobeno menším ovlivněním úrovně orografickými překážkami. Zároveň bylo pravděpodobné, že úroveň 135 metrů již nebyla součástí přízemní vrstvy mezní vrstvy atmosféry.



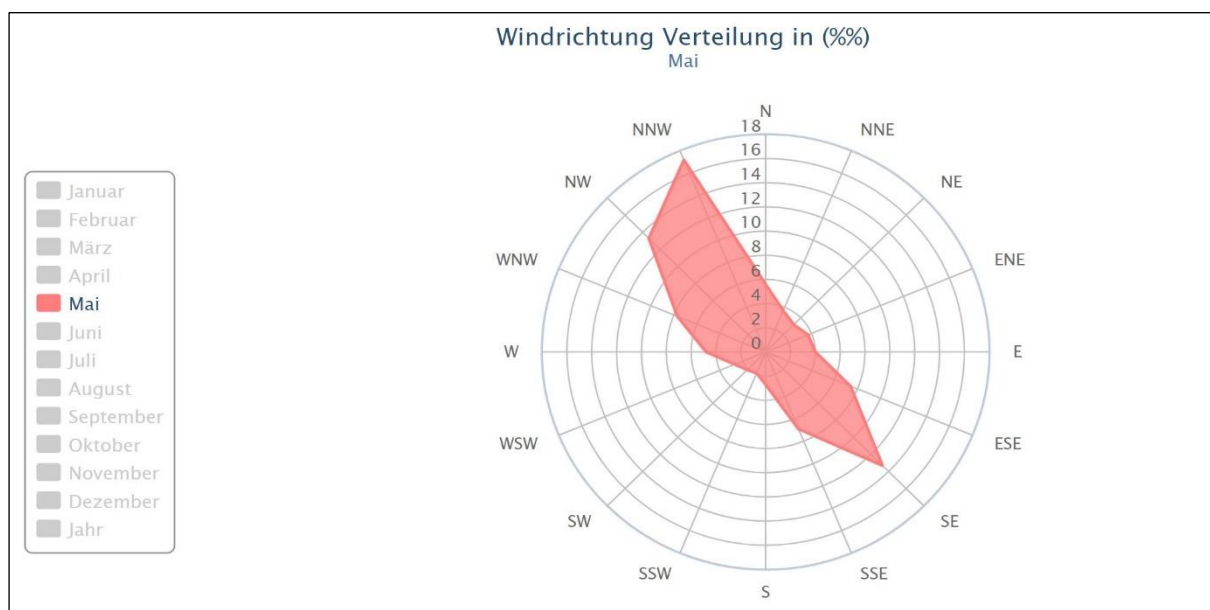
Obrázek 29 Podmíněná větrná růžice, měsíc březen, úroveň 10 m
 Průměrná rychlost větru $4,9 \text{ m.s}^{-1}$, relativní četnost rychlostí vyšších než $7,9 \text{ m.s}^{-1}$ – 23 %



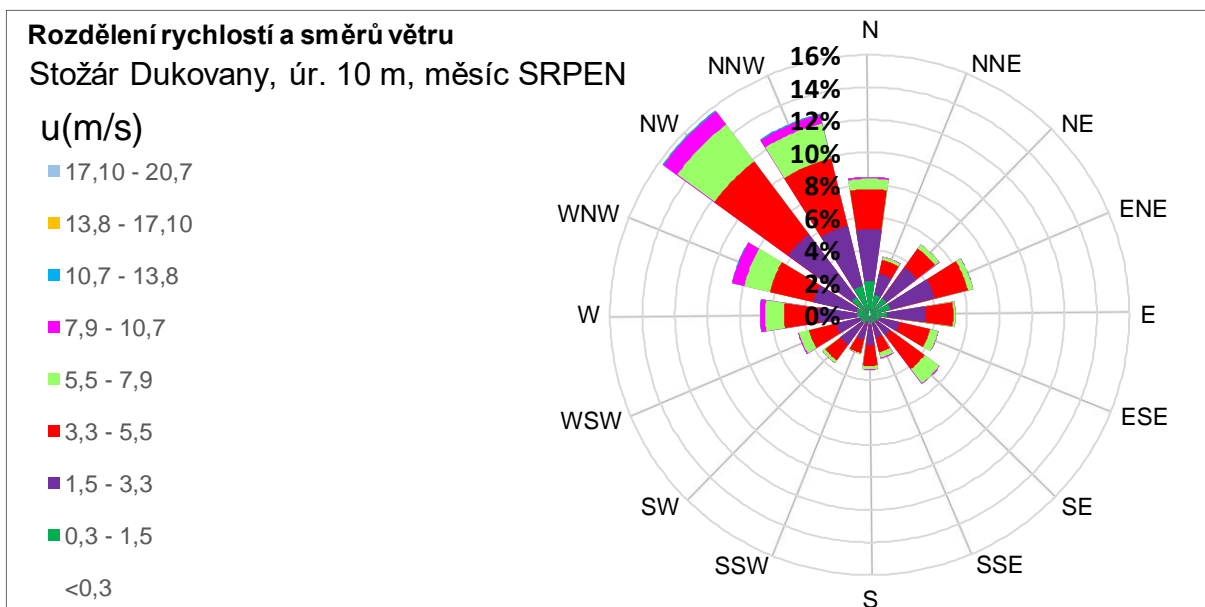
Obrázek 30 Větrná růžice, měsíc březen, úroveň 10 m, zdroj Windfinder
 Průměrná rychlost větru $4,9 \text{ m.s}^{-1}$, relativní četnost rychlostí vyšších než $7,9 \text{ m.s}^{-1}$ – 29 %



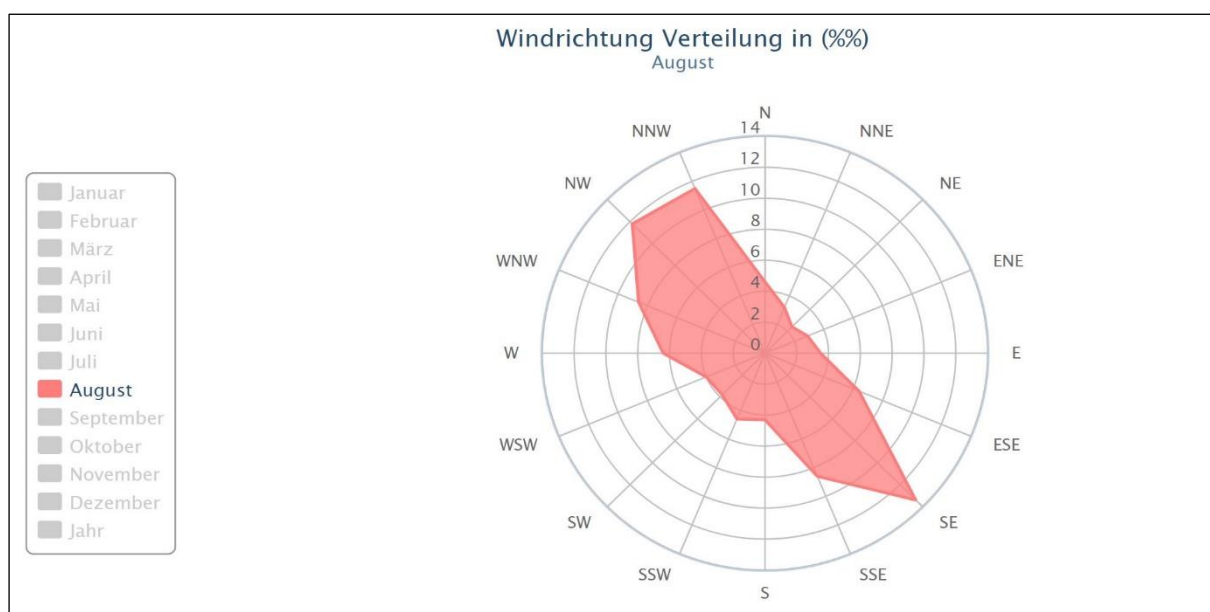
Obrázek 31 Podmíněná větrná růžice, měsíc květen, úroveň 10 m
 Průměrná rychlost větru $4,9 \text{ m.s}^{-1}$, relativní četnost rychlostí vyšších než $7,9 \text{ m.s}^{-1}$ – 18 %



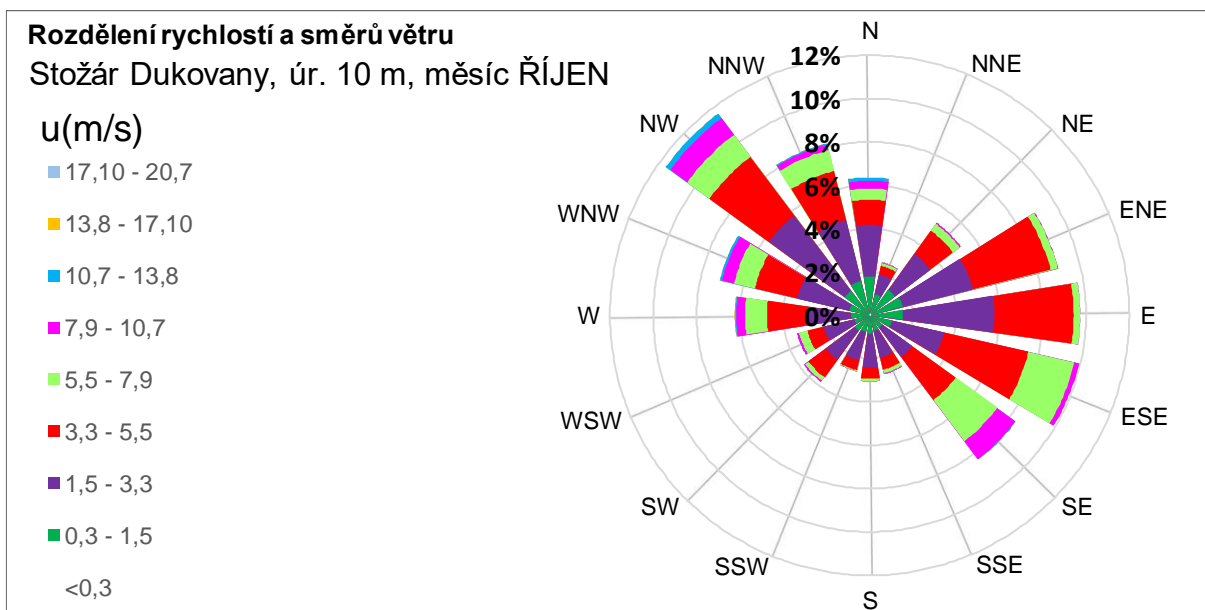
Obrázek 32 Větrná růžice, měsíc květen, úroveň 10 m, zdroj Windfinder
 Průměrná rychlost větru 5 m.s^{-1} , relativní četnost rychlostí vyšších než $7,9 \text{ m.s}^{-1}$ – 24 %



Obrázek 33 Podmíněná větrná růžice, měsíc srpen, úroveň 10 m
 Průměrná rychlost větru $4,5 \text{ m.s}^{-1}$, relativní četnost rychlostí vyšších než $7,9 \text{ m.s}^{-1}$ – 20 %

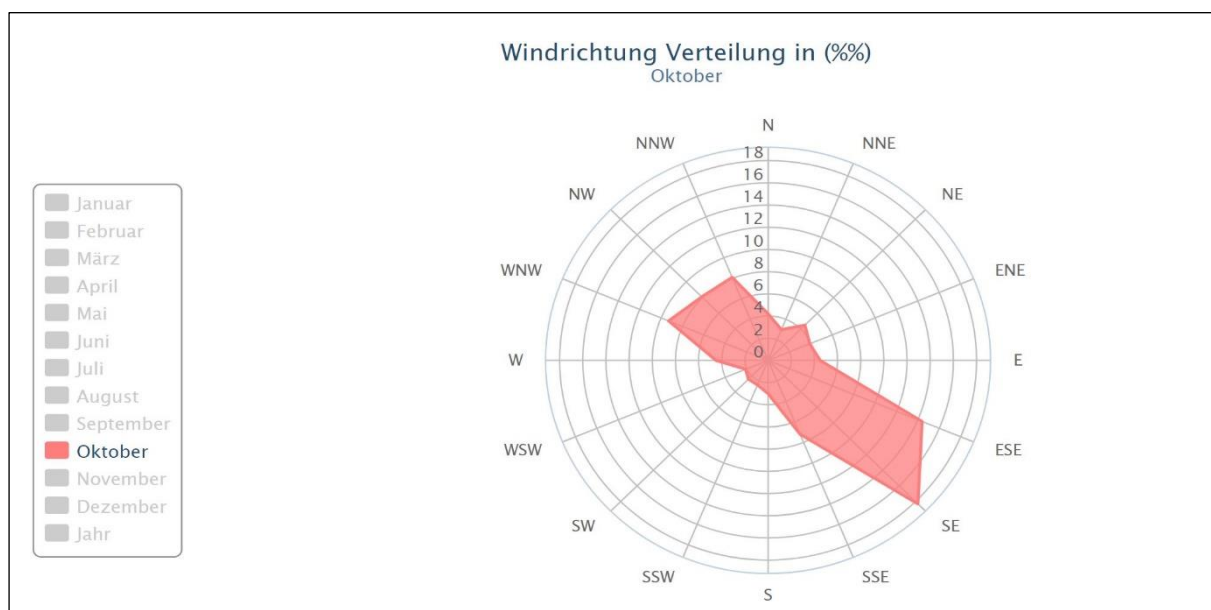


Obrázek 34 Větrná růžice, měsíc srpen, úroveň 10 m, zdroj Windfinder
 Průměrná rychlost větru 4 m.s^{-1} , relativní četnost rychlostí vyšších než $7,9 \text{ m.s}^{-1}$ – 21 %



Obrázek 35 Podmíněná větrná růžice, měsíc říjen, úroveň 10 m

Průměrná rychlost větru $4,2 \text{ m.s}^{-1}$, relativní četnost rychlostí vyšších než $7,9 \text{ m.s}^{-1}$ – 13 %



Obrázek 36 Větrná růžice, měsíc říjen, úroveň 10 m, zdroj Windfinder

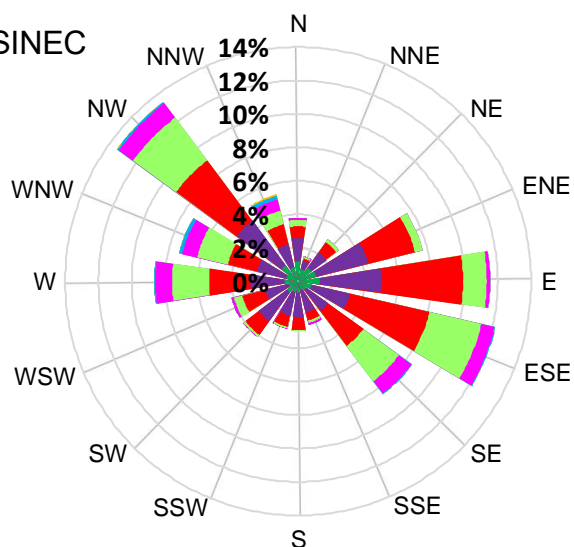
Průměrná rychlost větru 4 m.s^{-1} , relativní četnost rychlostí vyšších než $7,9 \text{ m.s}^{-1}$ – 17 %

Rozdělení rychlostí a směrů větru

Stožár Dukovany, úr. 10 m, měsíc PROSINEC

u(m/s)

- 17,10 - 20,7
- 13,8 - 17,10
- 10,7 - 13,8
- 7,9 - 10,7
- 5,5 - 7,9
- 3,3 - 5,5
- 1,5 - 3,3
- 0,3 - 1,5
- <0,3



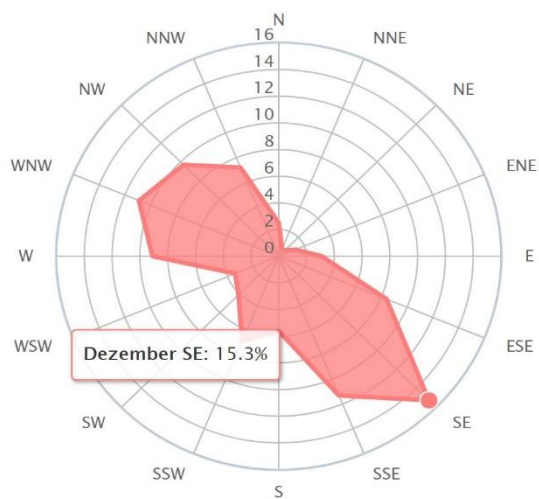
Obrázek 37 Podmíněná větrná růžice, měsíc prosinec, úroveň 10 m

Průměrná rychlost větru $4,9 \text{ m.s}^{-1}$, relativní četnost rychlostí vyšších než $7,9 \text{ m.s}^{-1}$ – 14 %

Windrichtung Verteilung in (%)

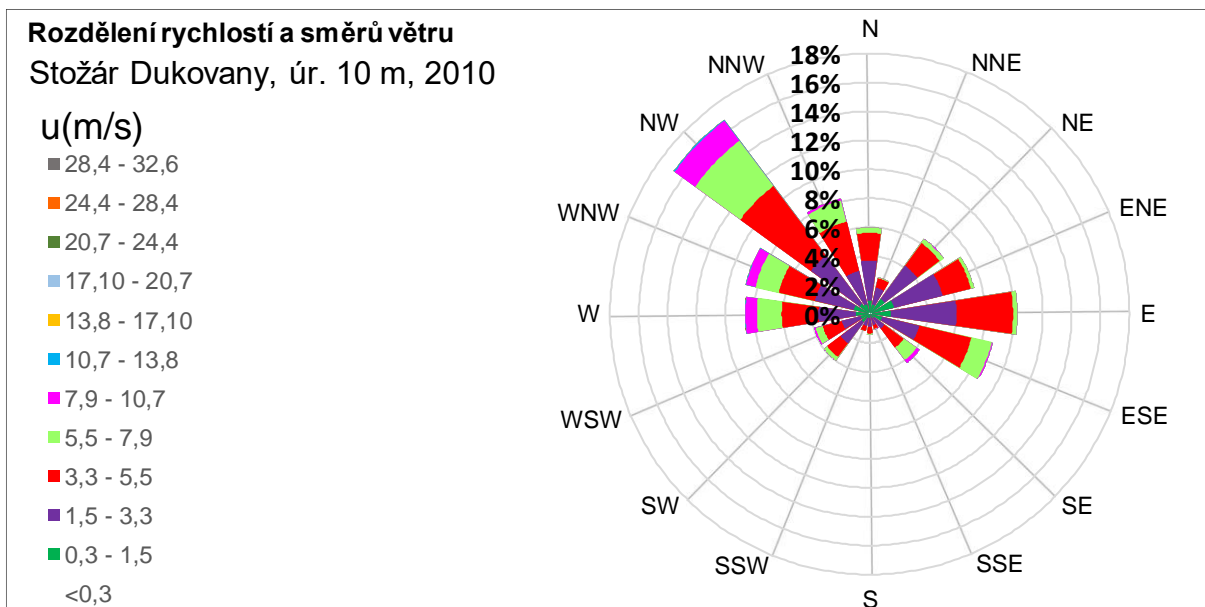
Dezember

- Januar
- Februar
- März
- April
- Mai
- Juni
- Juli
- August
- September
- Oktober
- November
- Dezember
- Jahr

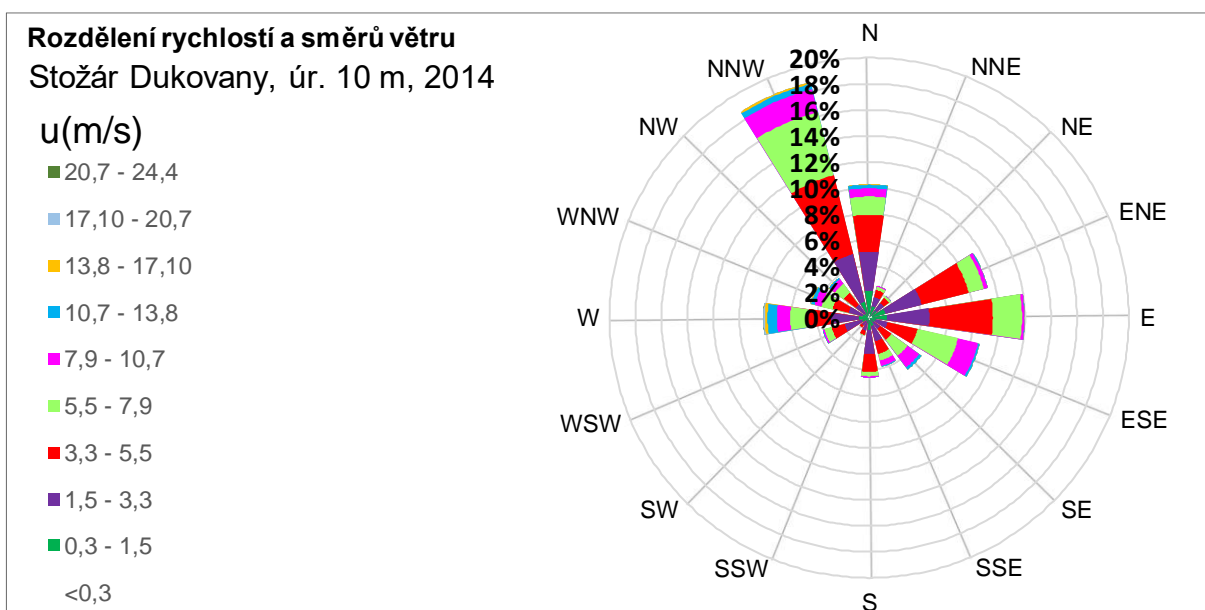


Obrázek 38 Větrná růžice, měsíc prosinec, úroveň 10 m, zdroj Windfinder

Průměrná rychlost větru 4 m.s^{-1} , relativní četnost rychlostí vyšších než $7,9 \text{ m.s}^{-1}$ – 22 %



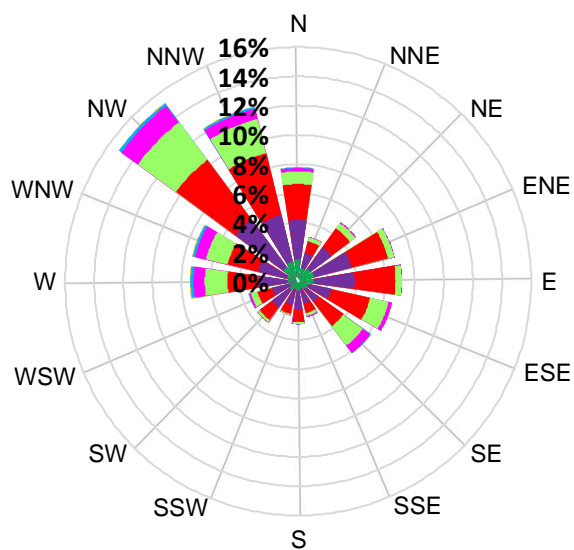
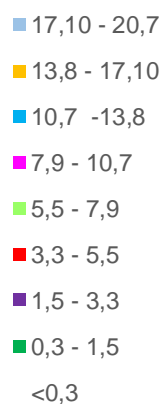
Obrázek 39 Podmíněná větrná růžice, rok 2010, úroveň 10 m



Obrázek 40 Podmíněná větrná růžice, rok 2014, úroveň 10 m

Rozdělení rychlostí a směrů větru
Stožár Dukovany, úr. 10 m, CELEK

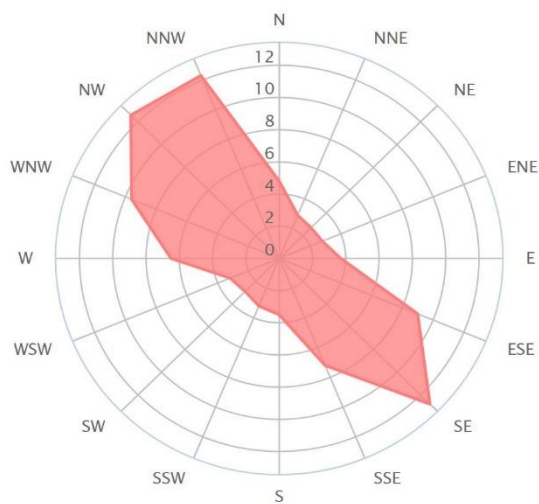
u(m/s)



Obrázek 41 Podmíněná větrná růžice, celek, úroveň 10 m

Průměrná rychlost větru $4,4 \text{ m.s}^{-1}$, relativní četnost rychlostí vyšších než $7,9 \text{ m.s}^{-1}$ – 13 %

Windrichtung Verteilung in (%)
Jahr



Obrázek 42 Podmíněná větrná růžice, průměrný rok, úroveň 10 m, zdroj Windfinder

Průměrná rychlost větru 4 m.s^{-1} , relativní četnost rychlostí vyšších než $7,9 \text{ m.s}^{-1}$ – 22 %

U stožáru Dukovany výrazně převládalo proudění ze severozápadního směru, zatímco u stožáru v Náměšti nad Oslavou/Dalešicích byly četnosti směrů větru rovnoměrněji rozloženy mezi severozápadní a jihovýchodní směr, což je vidět zejména na celkovém srovnání na obr. 41 a 42. I tak však konstruované větrné růžice odpovídají literatuře, podle níž je převládající proudění v Evropě západního – severozápadního směru (Ullmann, 2015). Vyšší četnosti jihovýchodního směru proudění v Dalešicích byly pravděpodobně dány orografií terénu. V případě Dukovanského stožáru je bez výrazných orografických překážek pouze západní a severozápadní směr – při tomto proudění masa vzduchu nenarazí na výraznější překážku více než 10 kilometrů. Z ostatních směrů je však Dukovanský stožár obklopen orografickými překážkami, zmíněnými v kap. 3.2. U měřicího místa v Dalešicích je poté orografie při západním směru proudění podobná, nejbližší orografická překážka je vzdálena také přes 10 kilometrů a je jí lesní porost v okolí obce Vladislav. U zařízení v Dalešicích se však přidává významný prvek v případě jihovýchodního proudění, kterým je betonová plocha vzletové a přistávací dráhy a její okolí. V případě jihovýchodního proudění totiž masa vzduchu proudí přes dva kilometry terénem, o kterém lze předpokládat, že jeho drsnostní výška se po celý rok blíží nule. Měřicí zařízení je umístěno u administrativních budov na jihozápadním prahu dráhy, při délce této dráhy 2400 metrů a vzhledem k jejímu ochrannému pásmu (§ 37 zákona 49/1997 Sb.) s minimální výškou vegetačního krytu tak masa vzduchu nenarazí opravdu na žádnou překážku po dlouhou dobu.

U obou měřicích zařízení bylo také možno pozorovat větší sezónní rozptyly směrů větru, kdy v jarních a letních měsících (obr. 29 až 34) výrazně převládalo severozápadní proudění, zatímco v podzimních a zejména zimních měsících (viz obr. 35 až 38) byly četnosti rozptýleny rovnoměrněji do všech směrů. To mohlo být dáno sezónní změnou orografie, kdy drsnostní výška terénu např. listnatých lesních porostů či polí s obilninami klesá (více o sezónní změně drsnostní výšky v lokalitě v Černý, 2016) a k zařízení tak pronikne masa vzduchu, která by se výrazně zbrzdila nebo zastavila o vyšší překážky.

V zimě je také obecně slabší vliv tropických cyklón, které způsobují západní proudění zejména nad Atlantským oceánem. Tyto způsobují převládající jihozápadní směr větru na západní polokouli a severozápadní směr větru na jižní polokouli. V zimě dále dochází ke střídání vlivu tlakové výše nad Azorami a tlakové níže nad Islandem, které způsobuje častější střídání směrů proudění. Díky geografické poloze České republiky, která leží uprostřed kontinentu, tak v zimě dochází k častému střídání vlivů tlakových útvarů na směry větru. V zemích bližších Atlantickému oceánu vydrží i přes zimu dostatečný, byť slabší vliv tlakových útvarů nad oceánem, a tak např. v Británii je i v zimě převládající směr větru západní (Lapworth a McGregor, 2008).

Statistické analýzy větrných charakteristik obou stanovišť bylo také využito pro ověření dalšího předpokladu z bakalářské práce, kterým bylo užití pouze západního proudění v rozmezí 210–330 stupňů. Tento předpoklad byl zvolen proto, že ze směru západního proudění bylo možno očekávat nejmenší orografické překážky. Pomocí větrných růžic bylo potvrzeno, že výběrem západního proudění bylo také vybráno největší možné množství dat, kterých bylo více v letních měsících. Společné znaky s daty z aplikace Windfinder a daty použitými v této práci vykazovala průměrná rychlost větru, kdy nejčastější kategorií z Beaufortovy stupnice větru byla kategorie 3, tedy proudění o rychlosti 3,3–5,5 m.s⁻¹. Na základě těchto analýz a vzhledem ke geografickým podmínkám, kdy na východní straně stožáru leží věže jaderné elektrárny a na severní straně údolí s vodní nádrží Mohelno, bylo možno potvrdit, že volba západního proudění v rozmezí 210–330 stupňů byla pro výpočet drsnostní výšky terénu vhodná. V dalších analýzách bude také vhodné zvážit možnost uvažovat zimní měsíce pro výpočet parametru z_0 a zkoumat, jak jiné četnosti směru proudění ovlivnily výpočet parametru drsnosti v bakalářské práci autora. Tyto analýzy však nebyly prováděny v této diplomové práci.

U větrných růžic konstruovaných přes daná období bylo také možné pozorovat průměrně vyšší rychlost větru na stanovišti v Dukovanech, ale zároveň nižší pravděpodobnosti překročení rychlosti 7,9 m/s viz např. obr. 37 a 38 resp. obr. 41 a 42. Lze tedy tvrdit, že výchyly v rychlostech proudění byly na stožáru v Dukovanech menší než na měřicím stanovišti v Náměšti nad Oslavou. U lokality Náměšť bylo dále možno pozorovat výrazně nižší rozptyly četností směrů proudění viz obr. 32, 34, 36 a 42. Proudění v Dalešicích bylo primárně orientováno ve směru severozápad – jihovýchod. V říjnovém srovnání viz obr. 35 také mohl být větší rozptyl dán většími turbulencemi větru na stanovišti v Dukovanech, protože veškeré orografické překážky jsou mnohem blíže než v případě Dalešic. V případě, že vítr fouká např. z jihovýchodu, je proudění v Dukovanech výrazně ovlivněno věžemi jaderné elektrárny, kdy vzduchová masa narazí do překážky v podobě chladicí věže, což ovlivní hodnotu Reynoldsova čísla a způsobí tvoření vírů, více viz kap. 2.5. Měřicí zařízení na stožáru v Dukovanech posléze zachytí rozvířenou masu vzduchu na více anemometrech najednou z více směrů, zatímco v Dalešicích se případná rozvířená masa vzduchu nad hladkým povrchem přistávací dráhy ustálí.

4.4 Stabilita atmosféry v Dukovanech v letech 2007–2014

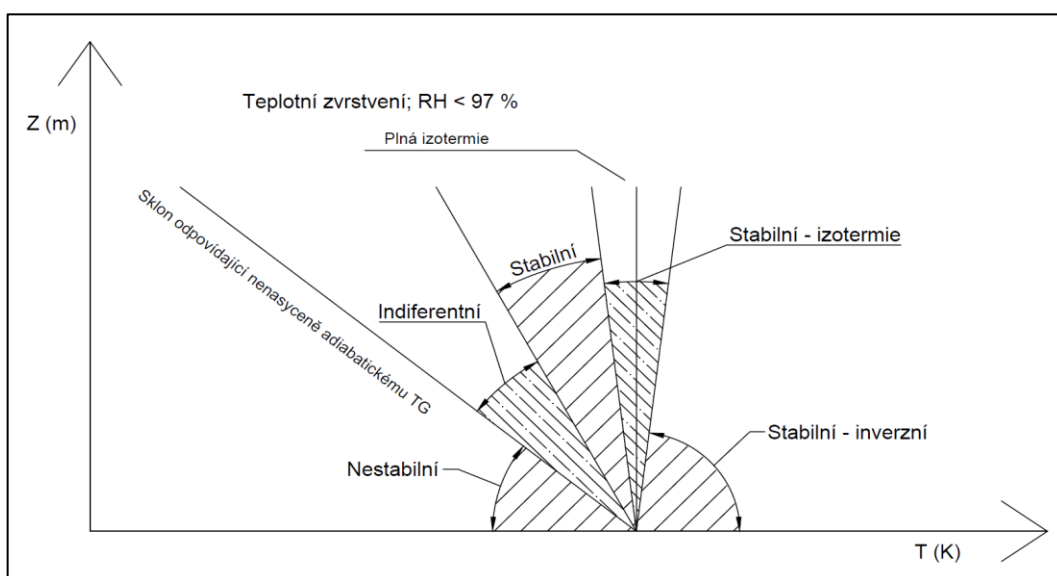
Jak bylo popsáno v teoretických kapitolách této práce, stabilita atmosféry může být hodnocena na základě několika různých veličin. Hlavními z nich jsou vertikální profily potenciální teploty, případně porovnání suchoadiabatických a nasyceně adiabatických teplotních gradientů s gradientem lokálním. Výpočet lokálního teplotního gradientu poskytnutá data umožňovala. Komplikovanější situace nastala při posuzování adiabatických teplotních gradientů s gradientem lokálním. Zejména pro posouzení stability při plném nasycení vzduchu, tedy při situacích, kdy $RH = 100 \%$, je vhodný výpočet nasyceně adiabatického gradientu pomocí vztahu v.19. Pro výpočet směšovacího poměru je však potřebná znalost aktuálního tlaku vzduchu. Ta je zapotřebí i pro výpočet potenciální teploty. Data o aktuálním tlaku vzduchu nebyla v době zpracování práce k dispozici. Posouzení stability atmosféry bylo proto provedeno na základě porovnání geometrických vlastností vertikálních profilů teploty.

Jednotlivá měření teploty v různých výškových úrovních ve stejný čas byla proložena pomocí lineární regrese. Jedním z hlavních cílů práce bylo zhodnotit předpoklady o zvrstvení atmosféry vyjádřené v bakalářské práci autora, proto bylo přistoupeno k několika zjednodušením posouzení stability. Bakalářská práce se v první řadě zaměřovala na teplotní zvrstvení konstantní po celé výšce stožáru, nicméně reálné teplotní zvrstvení v přízemní vrstvě mezní vrstvy atmosféry je často komplikované, viz obr. 8, kdy se mezi jednotlivými podvrstevami vyskytují různé typy zvrstvení. Tuto situaci nebylo možno zachytit pouhým proložením měřených dat lineární regresí, proložení v tomto případě nebylo dostatečně kvalitní. Vzhledem k primárnímu cíli diplomové práce na zvrstvení, která byla stejná v celém průběhu výšky stožáru, bylo přistoupeno k hodnocení teplotních profilů, které po proložení přímkou dosahovaly hodnoty koeficientu determinace 0,8 a více. Jakožto vyhovující nárokům na měření teploty bylo hodnoceno zhruba 63 % vertikálních profilů teploty, po aplikaci podmínky kvality proložení zbylo 23 % vyhovujících vertikálních profilů, tedy asi 14 % všech měřených dat. Bylo tak zřejmé, že u většiny měřených profilů došlo k určitému odchýlení od typického teplotního zvrstvení, které je však v nižších úrovních přízemní vrstvy mezní vrstvy atmosféry (a pod výstupnou kondenzační hladinou) celkem běžné.

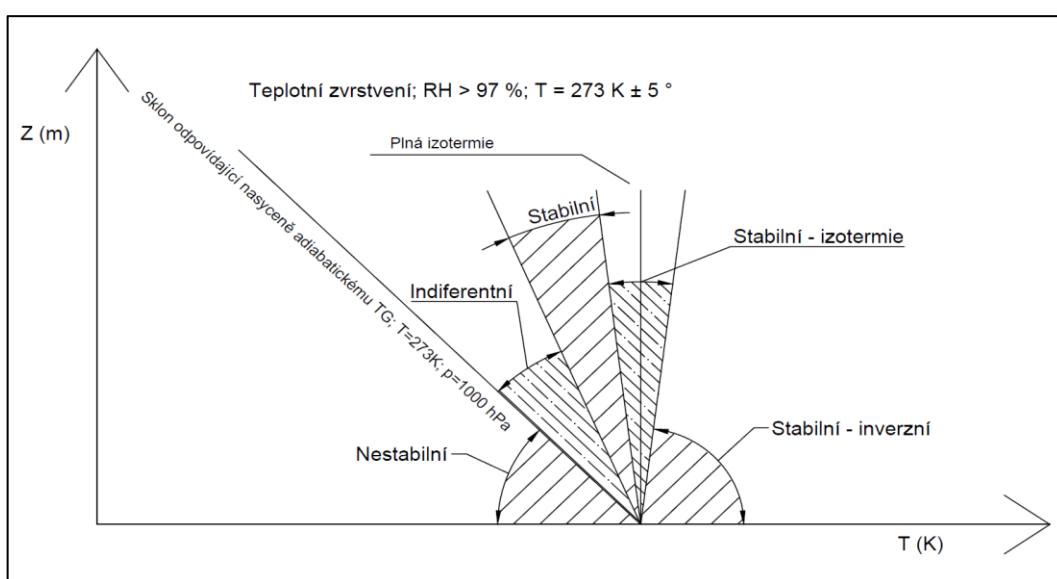
Data byla posléze rozdělena na profily měřené ve stavu vlhkého vzduchu a profily měřené při plném nasycení. Pro stav plného nasycení byla, při úvaze možných odchylek viz kap. 3.3, uvažována měření RH v intervalu $<97 \%; 100 \%$. Profily změřené při vlhkém vzduchu ($RH < 97 \%$) byly porovnávány se suchoadiabatickým teplotním gradientem, teploty změřené při nasyceném vzduchu poté s gradientem nasyceně adiabatickým, který byl uvažován na základě obr. 6.

Při posuzování nasyceně adiabatického teplotního gradientu bylo přihlédnuto k teplotě vzduchu, pro tlak vzduchu byla uvažována hodnota 1000 hPa, která byla pravděpodobně blízká hodnotě aktuálního tlaku vzduchu. Odchyly v tlaku v rámci jednotek až desítek hPa nehrály ve změně nasyceně adiabatického gradientu významnou roli, ta by se projevila až při velkém poklesu tlaku, například na úroveň 500 hPa, což se na této výškové úrovni nestává.

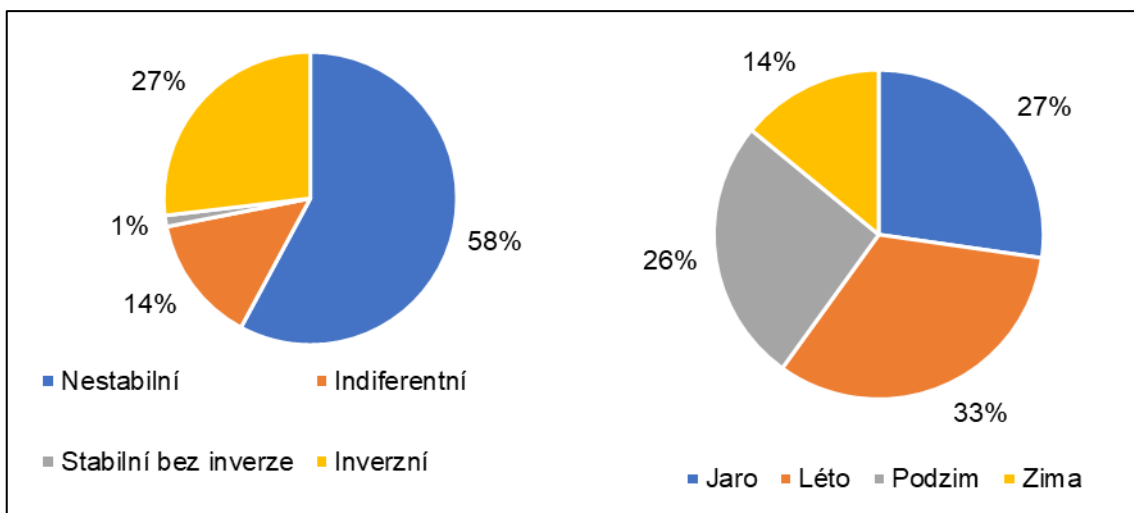
Pro teplotní profily dané adiabatickými gradienty byly vypočteny směrnice přímk. To bylo provedeno i pro lokální teplotní gradienty. Posléze byly vytvořeny kategorie jednotlivých teplotních zvrstvení tak, jak je zobrazeno na obr. 43 a 44. Pro nenasyceně adiabatický teplotní gradient se pouze sklon přímky gradientu měnil na základě měřených teplot vzduchu viz obr. 6. To tak ovlivňovalo nejvíce počty nestabilních a indiferentních zvrstvení, případně stabilních zvrstvení bez izotermie a inverze. Profilům byla dána určitá tolerance, která respektovala toleranci uvažovanou již při proložení přímkou. Základní četnost zvrstvení a zastoupení ročních období ukazují obr. 45a;b.



Obrázek 43 Uvažovaný výběr zvrstvení pro $RH < 97\%$



Obrázek 44 Uvažovaný výběr zvrstvení pro $RH > 97\%$; změna sklonu na základě teploty



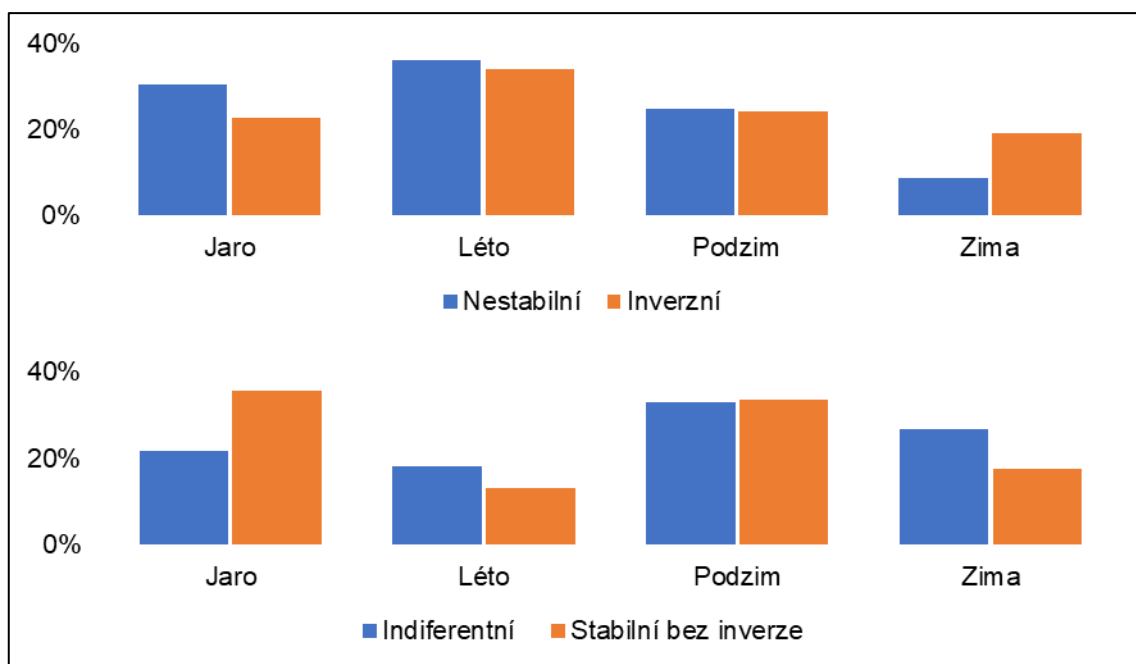
Obrázek 45a;b Zastoupení ročních období a teplotních zvrstvení

4.4.1 Sezónní změny teplotního zvrstvení

S ohledem na velmi malý počet případů izotermie viz obr. 45a bylo sloučeno rozdělení stabilního zvrstvení bez inverze a stabilního izotermního zvrstvení. I tak byl počet stabilních zvrstvení bez inverze velmi nízký, což bylo ale s největší pravděpodobností dáno tím, že měření byla prováděna v přízemní vrstvě těsně nad zemským povrchem, kdy stabilní zvrstvení velmi rychle přechází do teplotní inverze. Naopak nestabilních podmínek byla většina. Tato zjištění byla porovnána s ostatními pracemi, které se zabývaly analýzou teplotního zvrstvení na území ČR.

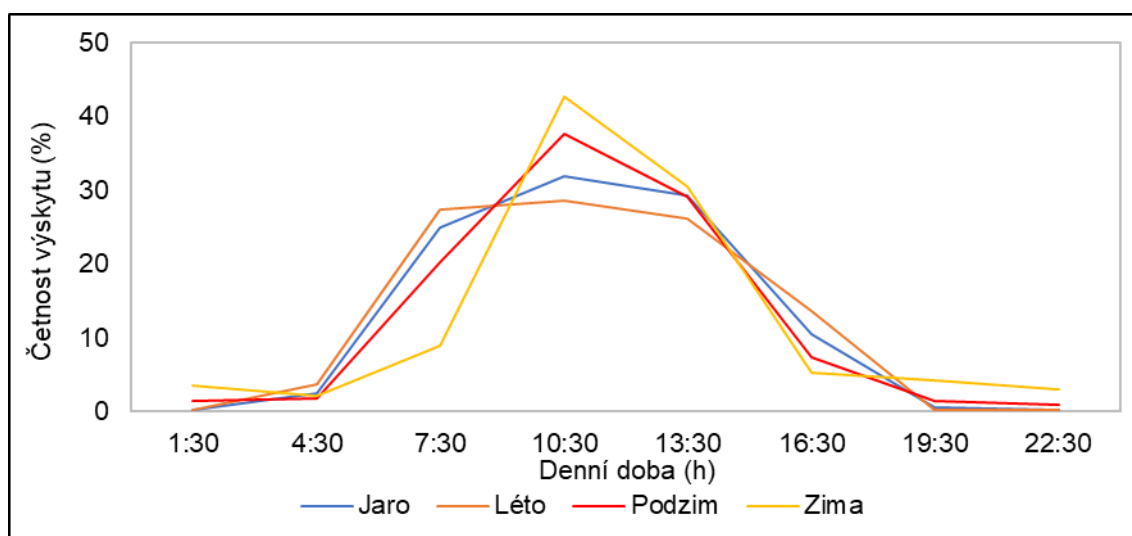
Podle Turková (2012), nestabilní zvrstvení v lokalitě Praha – Libuš mezi lety 2000–2010 nastalo průměrně ve 45 % případů. Vyšší výskyt nestability v případě dukovanského stožáru mohl být způsobem orografickými podmínkami, ale i například odlišnou podmínkou pro posouzení stability. Při větší toleranci směrnice přímek pro indiferentní zvrstvení by poklesl výskyt nestability a naopak vzrostl počet indiferentních zvrstvení. Dle Turková (2012) dosahoval výskyt nestability maxima v letních měsících (až 70 %) a minima v zimních měsících (méně než 10 %). Tento rozdíl byl v případě Dukovan pozorován také, ale nebyl tak výrazný.

V zimě bylo možno obecně očekávat spíše stabilní zvrstvení díky menšímu ohřívání povrchu s ohledem na nižší hodnoty solární radiace a zároveň vyšší odrazivosti povrchu, např. při sněhové pokrývce. Tento předpoklad zároveň částečně vysvětluje vyšší výskyt nestability v případě Dukovan (58 % viz obr. 45a) oproti 45 % v Praze (Venclová, 2016). To mohlo být také způsobeno tím, že profilů měřených v zimních měsících vstupovalo do analýzy statisticky méně, jak ukazuje obr. 45b. Rozdělení jednotlivých teplotních zvrstvení v ročních obdobích ukazuje obr.46.

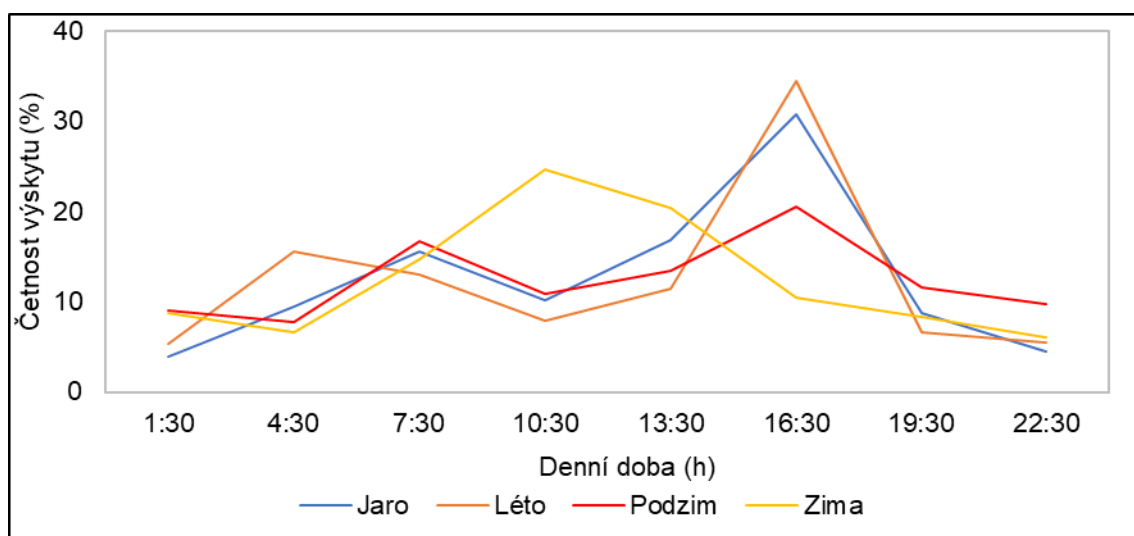


Obrázek 46 Relativní četnosti teplotních zvrstvení v letech 2007–2014

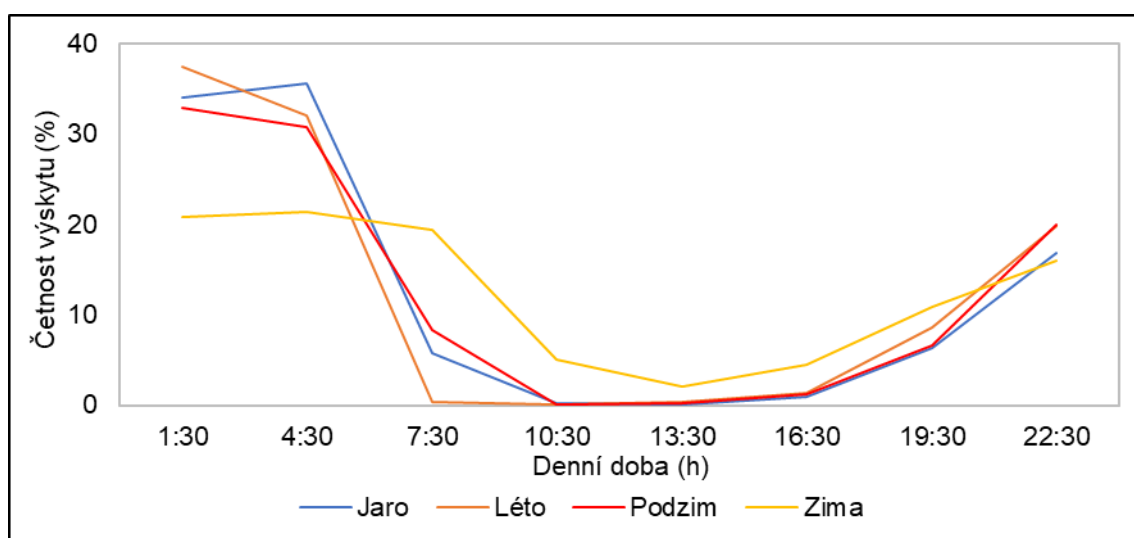
Na obr. 46 je vidět, že rozdělení teplotních zvrstvení v průběhu roku splnilo předpoklady vyjádřené v teoretických kapitolách této práce. V létě docházelo k velkým výkyvům mezi denní a noční teplotou, prohřátý povrch v noci emitoval teplo a výrazně se ochlazoval, čímž ochlazoval i vrstvy těsně nad ním, zatímco vzduch ve vyšších úrovních byl relativně teplý. Tím docházelo k růstu teploty s výškou, a tedy inverznímu zvrstvení. Podobná situace nastávala méně často i v zimě, na rozdíl od letního období ale k teplotní inverzi docházelo i v průběhu dne, což mohlo být způsobeno mnoha okolnostmi jako například reflexí slunečního záření od sněhové pokrývky. Denní chody jednotlivých zvrstvení jsou vidět na obrázcích 46 až 48. Na denních chodech je zjevné, že nestabilita zvrstvení nastávala hlavně ve dne a inverze v noci, což potvrdilo předpoklad vlivu solární radiace na stabilitní podmínky v přízemní vrstvě mezní vrstvy atmosféry. Všechny analýzy denních a ročních chodů teplotních zvrstvení zároveň potvrdily předpoklad, že indiferentní zvrstvení nastává náhodně a jako přechod mezi nestabilními a stabilními podmínkami v atmosféře.



Obrázek 47 Denní chody teplotního zvrstvení – nestabilní TZ



Obrázek 48 Chody teplotních zvrstvení – inverzní TZ

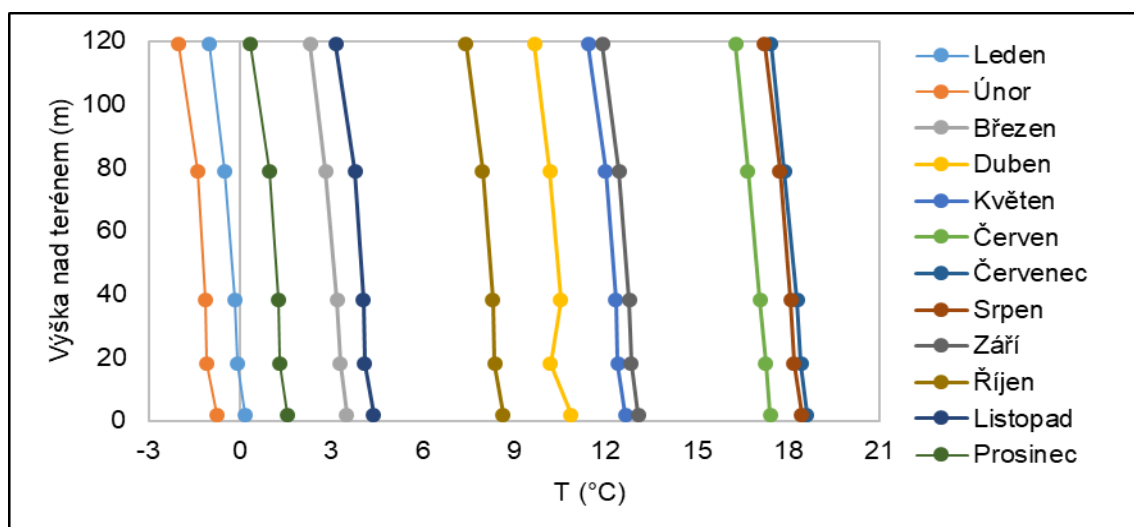


Obrázek 49 Denní chody teplotních zvrstvení – indiferentní TZ

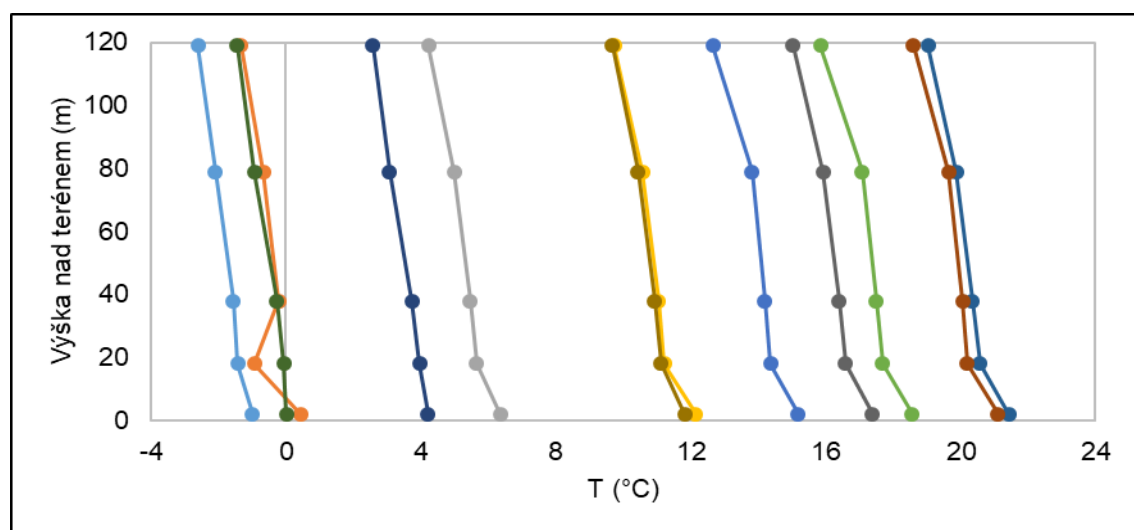
Při porovnání denních chodů s lokalitou Praha – Libuš bylo zjištěno, že zatímco v Dukovanech nastávalo denní maximum nestability v poledne, v Praze tomu tak bylo v pozdějších odpoledních hodinách (Turková, 2012). To mohlo být způsobeno odlišným způsobem výběru vhodných dat, nebo rozdílným kategorizováním denní doby (pro lokalitu Praha – Libuš byla data rozdělena do šestihodinových bloků, zatímco tato diplomová práce se zaměřila na tříhodinové bloky tak, aby vynikl rozdíl mezi ročními obdobími). Dalším důvodem mohlo být i rozdílné radiační chování městského prostředí, které tvoří tzv. tepelný ostrov. Obecně však platí, že nestabilní zvrstvení nejvíce nastávalo v průběhu dne, zatímco stabilní podmínky nastávaly především v noci. Na obr. 47 a 48 je zároveň vidět v zimním období pozdější ústup inverzního zvrstvení a přechod do nestability přes indiferentní zvrstvení, které nastávalo až v dopoledních hodinách, na rozdíl od ostatních ročních období. Opačný trend bylo možno pozorovat v odpoledních hodinách u nástupu inverze. Stejně tak v létě nastávala nestabilita dříve než u ostatních ročních období a naopak. To bylo způsobeno pozdějším východem a dřívejším západem slunce v zimě (a naopak v létě), kdy v zimě slunce vychází až kolem 7:40, zatímco v létě již kolem páté hodiny ranní. V zimě pak slunce zapadá již odpoledne, zatímco v létě během nejdelších dní až ve 21:30.

4.4.2 Vertikální profily teploty a teplotní gradienty

Jak bylo zmíněno v předchozí části této kapitoly, po výběru vhodných dat a jejich posouzení na stabilitní poměry byly profily zatříděny podle zvrstvení a posléze analyzovány jednotlivé vertikální profily teploty. Bylo zjištěno, že celkový průměrný stav bylo možno klasifikovat do úrovně 79 m jako inverzní v podstatě na všech profilech. To mohlo být způsobeno jednak zaměřením se na profily měřené v přízemní vrstvě mezní vrstvy atmosféry (tedy blízkostí terénu a výrazným ovlivněním vyzařováním zjevného tepla), tak možným výraznějším nárůstem teploty při inverzním zvrstvení, který ovlivnil celkový průměr. Zajímavý byl zlom sklonu teplotního profilu v úrovni 79 m na všech profilech. To může být vysvětleno výrazně nižším vlivem změn teploty zemského povrchu ve vyšších úrovních. Vysvětlením také mohlo být to, že úroveň 119 metrů již nebyla součástí přízemní vrstvy mezní vrstvy atmosféry. To by odpovídalo předpokladům vyjádřeným v bakalářské práci autora, kdy vyšší úrovně nad 100 m nebyly zařazeny do přízemní vrstvy na základě předpokladu, že ve vyšších vrstvách přízemní vrstvy atmosféry mají denní chody větru opačný charakter (Arya, 2001) Obr. 50 až 52 ukazují vertikální profily v jednotlivých zvrstveních.

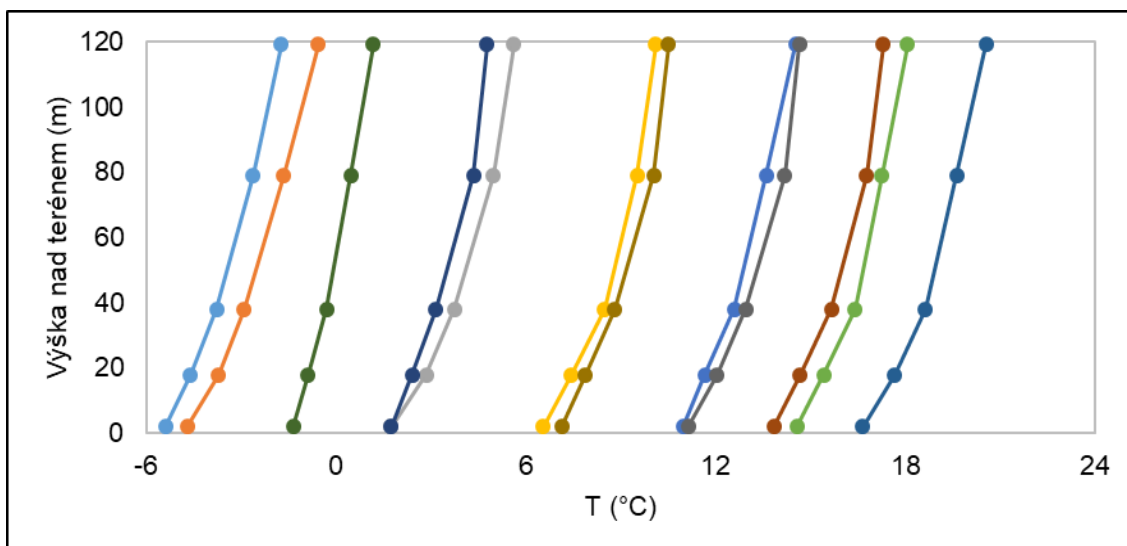


Obrázek 50 Průměrné vertikální profily teploty v jednotlivých měsících – indiferentní zvrstvení



Obrázek 51 Průměrné vertikální profily teploty v jednotlivých měsících – nestabilní zvrstvení

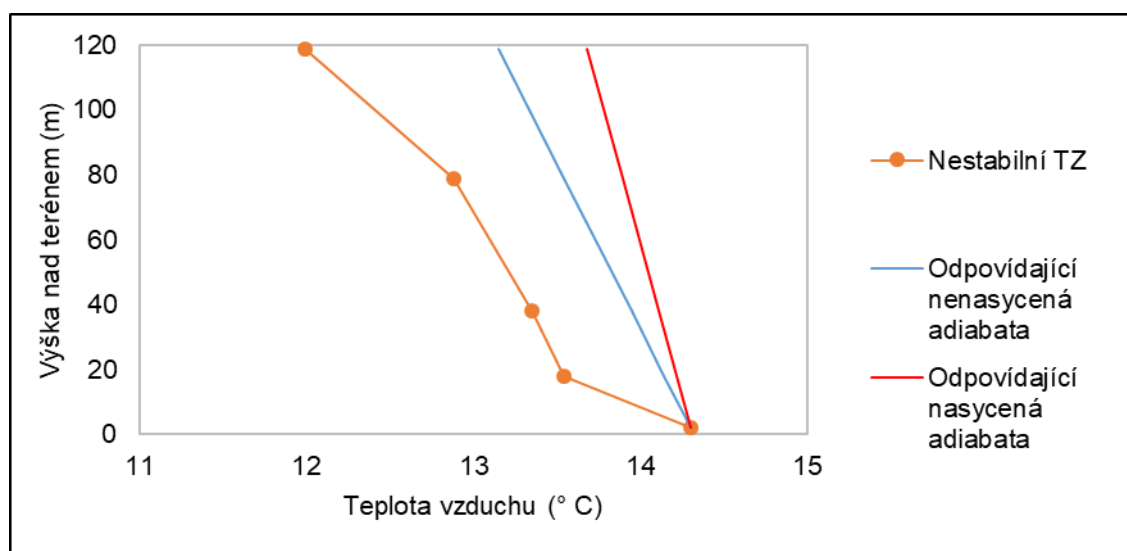
Legenda měsíců viz obr. 50



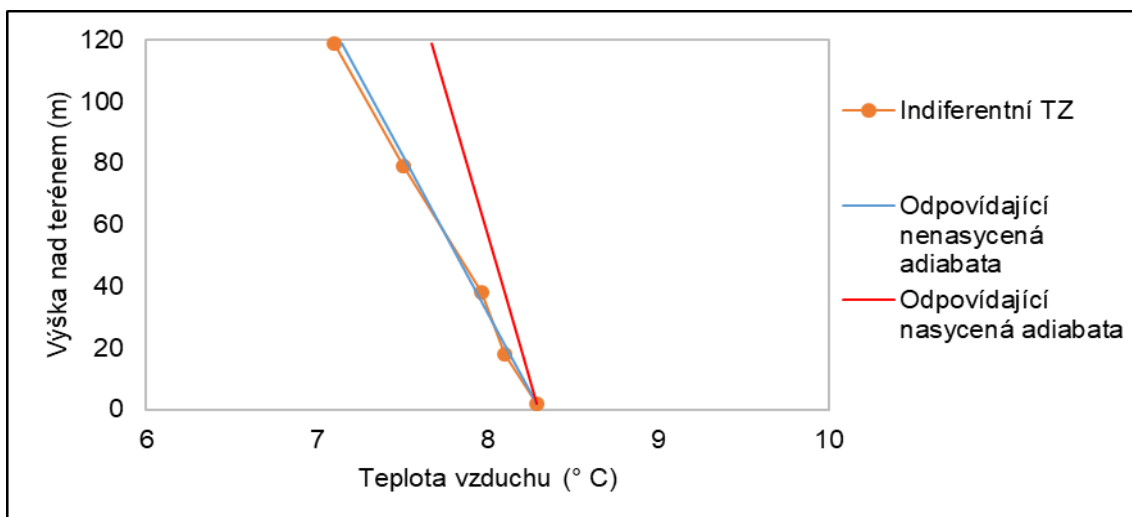
Obrázek 52 Průměrné vertikální profily teploty v jednotlivých měsících – inverzní zvrstvení

Legenda měsíců viz obr. 50

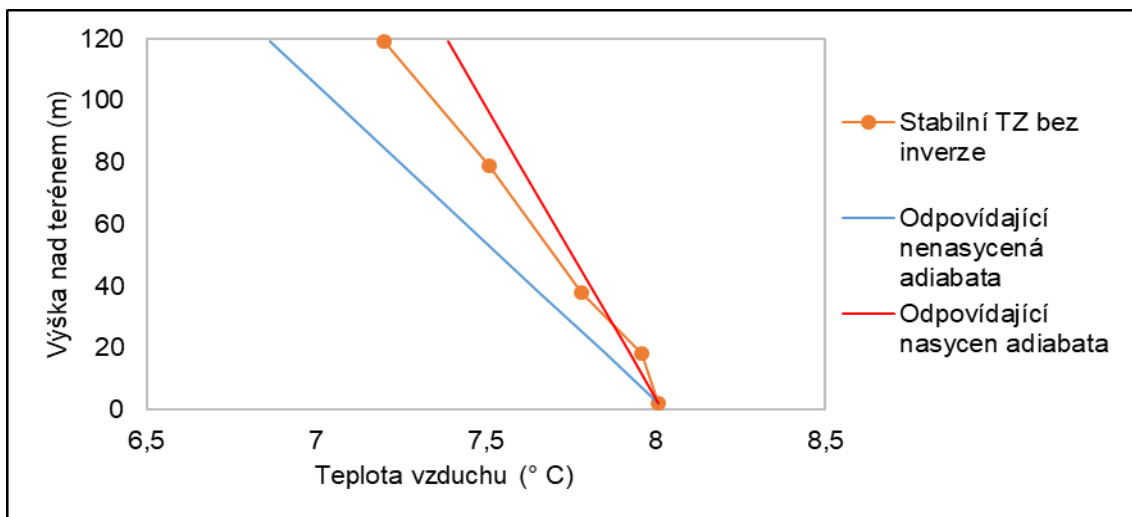
Jak je vidět na obr. 50 až 52, v lokálních teplotních gradientech nebyly pozorovány při všech teplotních zvrstveních výraznější změny během sezón. Obecně při nestabilním zvrstvení klesala teplota nejrychleji mezi úrovněmi 2 a 18 metrů viz obr. 51, podobný jev bylo možno pozorovat i při zvrstvení indiferentním. V dalším kroku byly analyzovány odchylky lokálních teplotních gradientů od křivek nasyceně a nenasyceně adiabatických teplotních gradientů, čímž byly popsány mimo jiné odchylky lokálního teplotního gradientu v přízemní vrstvě mezní vrstvy atmosféry od průměrného teplotního gradientu, který je uváděn pro celou troposféru. Obr. 53 až 59 ukazují celkové průměry teplotních gradientů za celé období pro nasycený a nenasycený vzduch. Vzhledem k tomu, že naprostá většina profilů měřených při plném nasycení byla zároveň měřena při teplotě blízké $T = 273 \text{ K}$, byla posuzována pouze přímkou odpovídající nasyceně adiabatickému teplotnímu gradientu odpovídajícímu této teplotě.



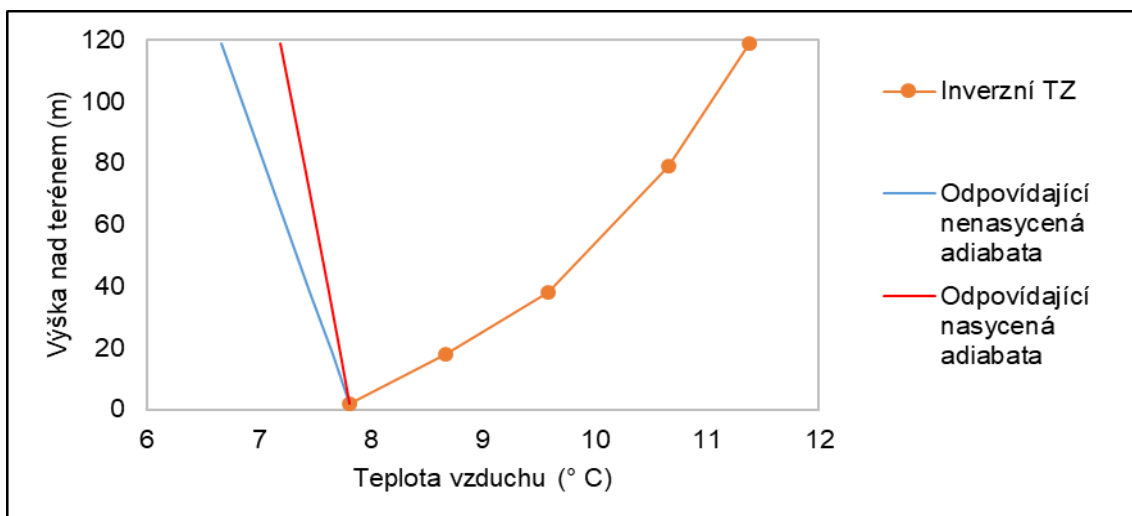
Obrázek 53 Průměrný vert. profil teploty porovnaný s adiabaty, nestabilní TZ, nenasycený vzduch



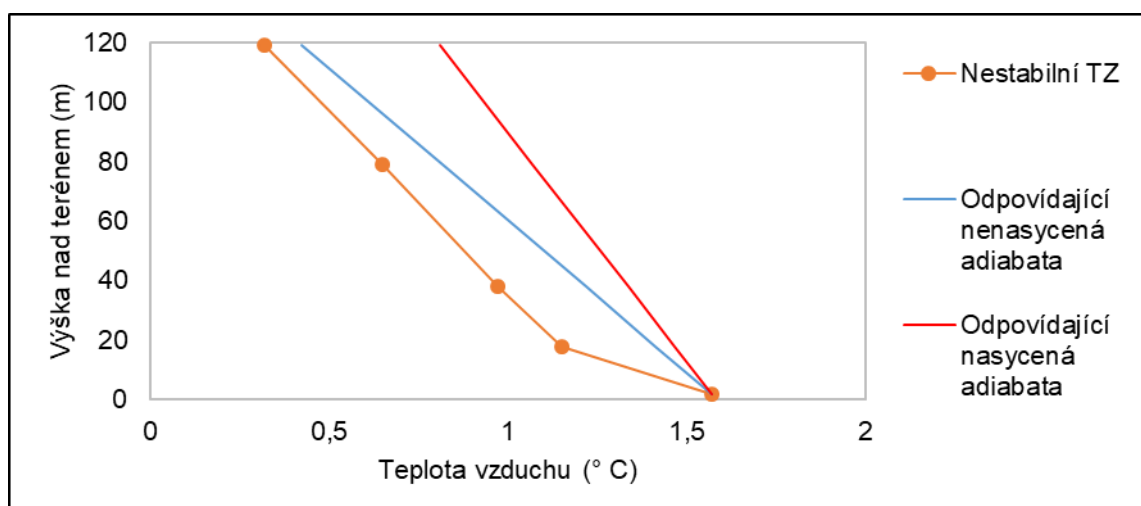
Obrázek 54 Průměrný vert. profil teploty porovnaný s adiabaty, indiferentní TZ, nenas. vzduch



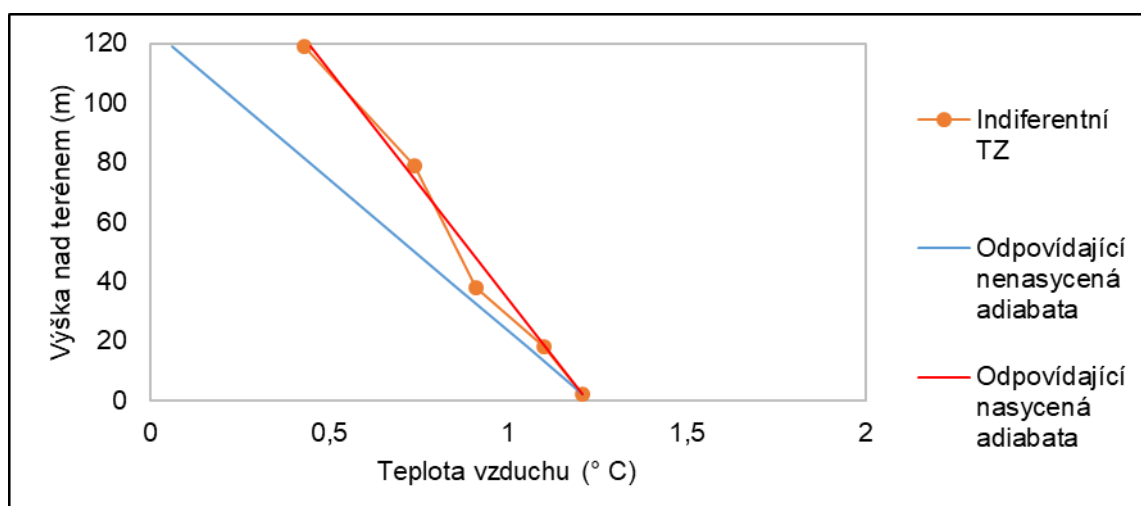
Obrázek 55 Průměrný vert. profil teploty porovnaný s adiabaty, stab. neinverzní TZ, nenas. vzduch



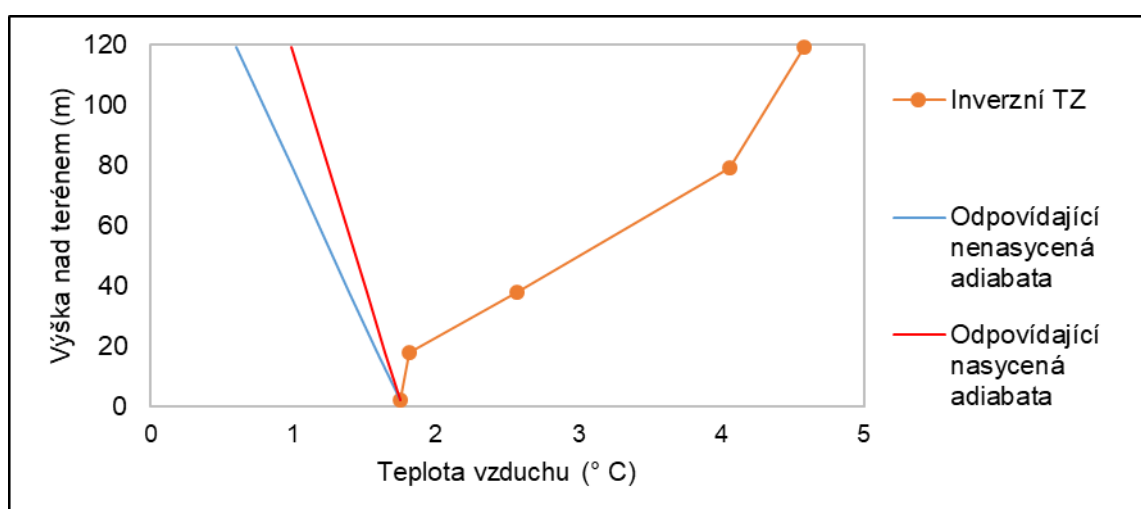
Obrázek 56 průměrný vert. profil teploty porovnaný s adiabaty, inverzní TZ, nenasycený vzduch



Obrázek 57 Průměrný vert. profil teploty porovnaný s adiabaty, nestabilní TZ, nasycený vzduch



Obrázek 58 Průměrný vert. profil teploty porovnaný s adiabaty, indiferentní TZ, nasycený vzduch



Obrázek 59 Průměrný vert. profil teploty porovnaný s adiabaty, inverzní TZ, nasycený vzduch

Pro analýzy nasyceného vzduchu nebylo rozlišováno mezi stabilním teplotním zvrstvením bez inverze a zvrstvením inverzním. Důvodem byl nízký počet takových zvrstvení (desítky) a výsledný profil by proto nebyl vypovídající. Na základě porovnání průměrných vertikálních profilů s profily adiabatických gradientů bylo možno potvrdit, že na dukovanském stožáru odpovídaly stabilitní podmínky předpokladům, a to zejména pro méně stabilní zvrstvení atmosféry, které umožňují větší pohyby vzduchových hmot viz obr. 53 a 57. Zároveň se ukázalo, že většina stavů plného nasycení byla v zimních měsících, tj. v obdobích, kdy jsou teplota a tlak vzduchu nižší a vzduch pojme méně vodní páry.

Velmi výrazný byl velký nárůst teploty při inverzním zvrstvení, a to jak pro nasycený (obr. 55), tak nenasycený vzduch (obr. 59). Tento nárůst činil až 4 °C na 100 m. Tato vysoká stabilita přízemní vrstvy mezní vrstvy atmosféry mohla být způsobena, jak již bylo zmíněno, vlivem ochlazování povrchu, nebo odrazivosti povrchu v zimních měsících.

Ostatní teplotní gradienty se pohybovaly kolem 2 °C na 100 m, což je více, než hodnota průměrného teplotního gradientu v troposféře (0,65 °C na 100 m). To bylo pravděpodobně způsobeno tím, že většinu času byly všechny úrovně měření pod výstupnou kondenzační hladinou, kde je gradient teploty vyšší, viz kapitola 2.3.1.

4.4.3 Porovnání s předpoklady o stabilitě vyjádřenými v Černý (2016)

Jedním z cílů diplomové práce bylo ověřit předpoklady, pomocí nichž byla analyzována data v bakalářské práci. Ta se zabývala výpočtem parametru drsnostní výšky terénu z logaritmického profilu rychlosti větru. Reálný vertikální profil větru je nejpodobnější logaritmickému profilu větru při normálním, tedy indiferentním zvrstvení atmosféry. Při analýze profilů rychlosti větru v bakalářské práci nebyla k dispozici data o teplotě vzduchu, bylo proto potřeba odhadnout měření zaznamenaná při normálním zvrstvení atmosféry jiným způsobem než přímým porovnáním hodnot teploty vzduchu na jednotlivých úrovních nad terénem. Pro tento účel byl v bakalářské práci vytvořen model logaritmického profilu vzduchu v ideálních podmínkách normálního zvrstvení atmosféry, který byl zhodnocen sumou kvadrátů odchylek a proložen vertikálními profily rychlostí proudění vzduchu. Pomocí hodnocení modelové efektivity RMSE a NSE pak bylo zjištěno, nakolik daný vertikální profil rychlosti vzduchu odpovídal ideálnímu logaritmickému profilu. Na základě toho byly poté určeny profily, které bylo možno označit za zaznamenané při normálním zvrstvení atmosféry. Ze zbylých dat byly vypočteny hodnoty drsnostní výšky terénu.

V bakalářské práci byla ještě data vybírána na základě směrů a rychlostí proudění, protože bylo zapotřebí zajistit vhodný terén bez větších orografických překážek. Rychlosti proudění byly posuzovány proto, že byly vytvářeny hodinové průměry rychlostí větru z desetiminutových záznamů, a bylo proto potřeba zajistit jejich ustálenost pro výpočet hodnoty drsnostní výšky. Směrová filtrace byla provedena pro západní proudění. V bakalářské práci zůstávalo po směrové a rychlostí filtraci 77313 profilů rychlosti větru, tedy 14,4 % všech změřených profilů. Po proložení logaritmickým profilem bylo za měření rychlosti zaznamenané při normálním zvrstvení, a tedy jako vhodné pro užití k výpočtu drsnostní výšky, označeno 47336 rychlostních vertikálních profilů.

Při porovnávání měření, která byla označena za vhodná z hlediska rychlostí a směrů větru a měření, která byla vhodná z hlediska měření teploty, bylo zjištěno, že celkový počet vyhovujících profilů byl asi 50000. Bylo tedy možno tvrdit, že u většiny vyhovujících měření rychlostí a směrů větru bylo zároveň provedeno vyhovující měření teploty. V následujícím kroku bylo nalezeno asi 11000 vertikálních profilů rychlosti větru, které byly změřené za normálního teplotního zvrstvení atmosféry, což bylo zjištěno z analýzy teplotních profilů. Toto však neznamenal, že předpoklady modelu užitého v bakalářské práci byly chybné – pouze bylo možno konstatovat, že jen asi 15 % dat změřených při normálním zvrstvení atmosféry bylo možno zároveň pokládat za vyhovující z hlediska kvality měření. U ostatních užitých kvalitních měření rychlosti a směru větru chybělo kvalitní měření teploty vzduchu, nebo naopak.

Z bakalářské práce do porovnání vstupovalo 47336 vertikálních profilů rychlosti označených za změřené při normálním zvrstvení atmosféry. Z analýzy teplotních profilů v diplomové práci do porovnání vstupovalo zmíněných 11000 rychlostních profilů, které byly označeny za zaznamenané při normálním zvrstvení na základě dat o teplotě vzduchu. Celkem tedy bylo možno zhodnotit předpoklady o logaritmickém profilu větru ve vztahu ke zvrstvení atmosféry vyjádřené v bakalářské práci u 23 % profilů. Pro porovnání zbylých průměrů chyběla kvalitní data o teplotě vzduchu.

Při porovnání daných 23 % profilů označených za změřené při normálním zvrstvení atmosféry na základě analýzy teplotních dat bylo zjištěno, že se z 94 % shodovaly s profily označenými jako vyhovující při proložení logaritmickým profilem. Díky tomu bylo možno potvrdit, že minimálně u ověřitelných 23 % vertikálních profilů rychlosti větru analyzovaných v bakalářské práci byl model nastaven a ověřen správně a dané profily byly vhodné pro výpočet parametru drsnostní výšky terénu pomocí logaritmického profilu rychlosti proudění vzduchu.

Výrazným nedostatkem užitě metody samozřejmě byla v první řadě vlastní volba citlivosti filtrace, stejně jako posouzení teplotního zvrstvení atmosféry na základě geometrických charakteristik vertikálních profilů. S ohledem na nepřesnosti způsobené porovnáním směrnic přímek by bylo vhodnější posuzovat vertikální stabilitu atmosféry pomocí potenciální teploty. Tato znalost může být využita v budoucnosti při případné dispozici daty o aktuálním tlaku vzduchu na měřicím zařízení.

Dalším velkým zjednodušením bylo výhradní zaměření se pouze na profily, které vykazovaly identický charakter po celé výšce měření. Realita ve většině případů byla spíše taková, že nastávaly různé kombinace zvrstvení, které by bylo nutné analyzovat detailněji. Například by bylo zajímavé analyzovat výrazně převažující inverzi mezi úrovněmi 2 a 18 metrů, která se vyskytovala až v 70 % případů.

4.5 Vertikální profily vlhkosti vzduchu

Pro popis dějů v přízemní vrstvě mezní vrstvy atmosféry bylo potřeba vytvořit a analyzovat vertikální profily měřené relativní vlhkosti vzduchu, její denní chody a souvislosti mezi relativní vlhkostí a teplotou vzduchu analyzovanou v předchozí kapitole.

S ohledem na to, že relativní vlhkost je závislá na teplotě a nedává jednoznačnou informaci o množství vodní páry v atmosféře (viz kap. 2.1.2), byly vypočítány i hodnoty hustoty vodní páry ve vzduchu. Hodnoty hustoty vodní páry a její gradienty a denní chody pak byly porovnávány s relativní vlhkostí vzduchu a byla zkoumána jejich závislost na ročním období a denní době.

Stejně, jako bylo u teplotního zvrstvení provedeno porovnání výsledků s analýzami na území České republiky, bylo porovnání provedeno i u výsledků analýz vlhkosti vzduchu. K tomuto účelu byla použita práce Valtr a kol. (2012), ve které byla zkoumána měření hodnot aktuálního tlaku vzduchu, teploty vzduchu a relativní vlhkosti, která následně vedla k popisu útlumu signálu mikrovlnných spojů mobilních operátorů. Tento útlum je závislý na množství vodní páry ve vzduchu (ITU-R, 2013), hlavní zkoumanou veličinou v práci Valtr a kol. (2012) tak byla zmiňovaná hustota vodní páry.

Stožár, ze kterého pocházela data analyzovaná ve Valtr a kol. (2012), se nachází v Poděbradech v údolí řeky Labe, s městskou zástavbou na jihozápadě a loukami a poli na severu a severovýchodě. Stožár je vysoký 150 metrů, kdy nejnižší úroveň měření je 5,1 m nad terénem, nejvyšší úroveň 147,7 m nad terénem. Na stožáru jsou měřeny hodnoty teploty a relativní vlhkosti vzduchu pomocí senzorů Vaisala HMP45D a také hodnoty aktuálního tlaku vzduchu pomocí tlakoměru Vaisala PTB100A.

Při porovnání geomorfologických podmínek a podmínek měření dukovanského a poděbradského stožáru bylo zřejmé, že měření by měla být porovnatelná. Terénní podmínky jsou velmi podobné, včetně údolí řeky protékající jižně od stožáru a městské zástavby na západě. Výrazně odlišná byla pouze nadmořská výška stožáru, kdy v Poděbradech je úroveň 0 stožáru ve výšce 193 m.n.m, zatímco v Dukovanech je tato úroveň v nadmořské výšce 350 m.n.m. Při porovnávání teploty by tak bylo možné očekávat průměrně nižší teplotu v případě Dukovan, u tlaku vodní páry by tento rozdíl neměl být významný.

Tabulka 11 Průměrná hodnota ρ_v v jednotlivých měsících let 2007–2014 na stožáru v Dukovanech – nejvyšší a nejnižší patro, směrodatná odchylka a variační koeficienty a vypočtený gradient ρ_v

Období	Veličina	AVG ρ_v (g/m ³)		σ (g/m ³)		V (-)	
	Obd./výška	2 m	119 m	2 m	119 m	2 m	119 m
Zima	Leden	4,0	3,8	1,3	1,2	0,32	0,31
	Únor	4,0	3,8	1,5	1,5	0,38	0,38
Jaro	Březen	4,6	4,4	1,3	1,3	0,28	0,29
	Duben	5,8	5,3	1,6	1,5	0,27	0,28
	Květen	7,9	7,5	2,2	2,2	0,28	0,30
Léto	Červen	9,8	9,2	2,5	2,5	0,25	0,27
	Červenec	10,3	9,7	2,1	2,2	0,21	0,23
	Srpen	9,9	9,4	2,2	2,1	0,22	0,22
Podzim	Září	8,9	8,4	2,0	1,9	0,22	0,22
	Říjen	7,8	7,5	1,9	2,0	0,25	0,26
	Listopad	5,9	5,6	1,8	1,8	0,31	0,32
Zima	Prosinec	4,7	4,3	1,4	1,3	0,30	0,30
Celkem		7,7	7,2	2,9	2,8	0,38	0,39

Z tab. 11 zároveň vyplynulo, že variační koeficienty měsíčních průměrů na jednotlivých úrovních byly na nejvyšší a nejnižší úrovni velmi podobné, se zvyšující se výškou měření tedy nedocházelo k významné změně rozptylu hodnot hustoty vodní páry. Při srovnání s měřeními z Poděbrad bylo zjištěno, že hodnoty hustoty vodní páry i rozptyly měření u zemského povrchu byly víceméně srovnatelné. Zejména průměrná roční hodnota se odlišovala pouze nepatrně. Bylo tedy možno konstatovat, že v podmínkách měření na obou meteorologických stožárech byly vypočteny velmi podobné hodnoty hustoty vodní páry a množství vodní páry ve vzduchu bylo na obou, byť poměrně vzdálených místech, srovnatelné.

Podobný byl také průměrný vertikální gradient hustoty vodní páry. I na základě měření do výšky 150 m tak bylo možné potvrdit předpoklad, že množství vodní páry s výškou atmosféry nepatrně klesá, dle výpočtů o cca $4 \text{ g m}^{-3} \text{ km}^{-1}$. Při zaměření se na přízemní vrstvu mezní vrstvy atmosféry byl ale tento pokles velmi nepatrný, takže se vertikální profily hustoty vodní páry jeví po výšce měření jako téměř konstantní, jak je vidět na 62b, 63b a 64b.

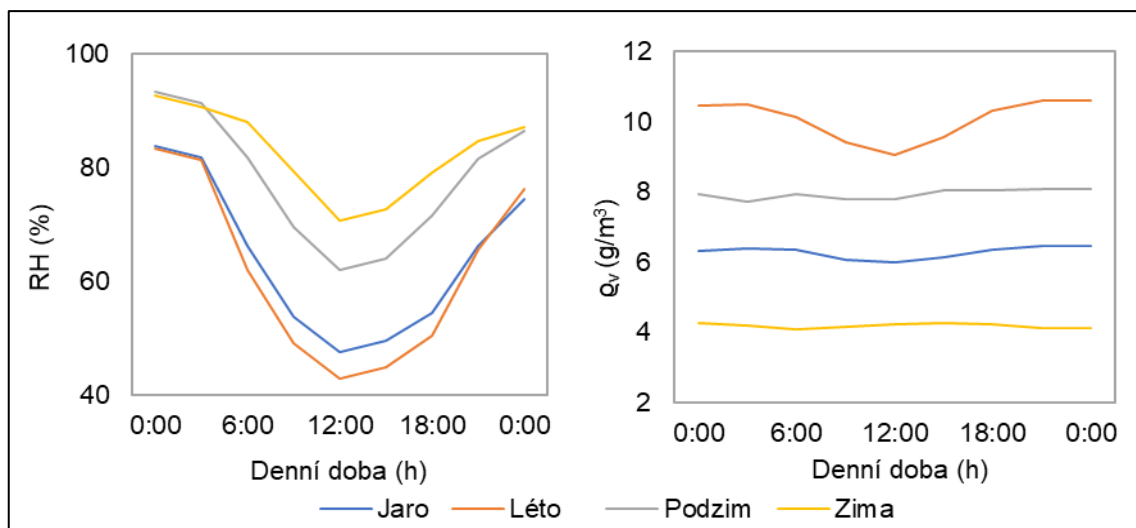
Sezónně se hodnota gradientu hustoty vodní páry měnila, ale tvar vertikálních profilů byl po celý rok stejný. Jedinou výjimku tvořil měsíc květen, kdy při relativně vysokých hodnotách hustoty vodní páry byl vertikální gradient nižší než v předchozím měsíci, kdy byl ale naopak pokles hustoty vodní páry mezi úrovněmi 2 m a 119 m nebývale velký.

Pro jednotlivé vertikální profily byly vytvořeny kategorie, u kterých byla předpokládána jistá změna v chodu hodnot relativní vlhkosti, případně hustoty vodní páry. Tyto kategorie byly rozčleněny pro jednotlivá roční období, jak je uvedeno v tab. 11. Dále byly profily rozděleny do tříhodinových bloků a posléze z nich byly vybrány nejdůležitější části dne – noc, ráno v čas východu a večer při západu slunce. Denní doby byly vybrány s ohledem na předpoklad vlivu slunečního záření na denní chody relativní vlhkosti vzduchu.

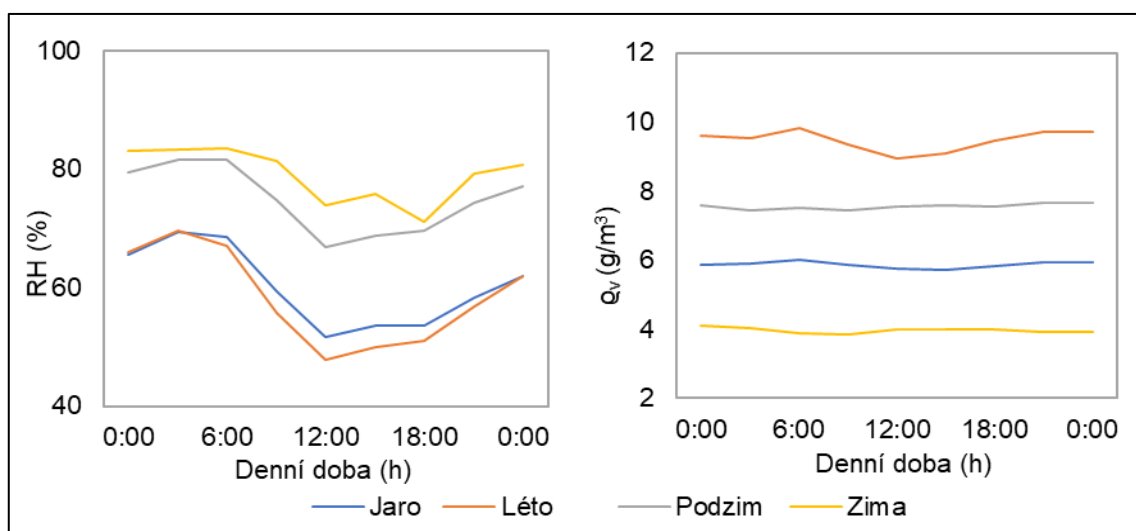
Relativní vlhkost vzduchu je ovlivněna teplotou vzduchu – teplejší vzduch pojme výrazně více vodní páry (maximálně cca 30 g/m^3 při 30°C) než vzduch studený (maximálně cca 5 g/m^3 při 0°C). I při relativní vlhkosti blízké 100 % tak může být v zimě vodní páry ve vzduchu méně, než v létě při relativní vlhkosti 40 %. Denní chody hustoty vodní páry společně s denními chody teploty vzduchu ukazují obr. 60–62. Vertikální profily relativní vlhkosti vzduchu ukazují obrázky 63a, 64a, 65a.

Denní chody ukázaly, že na nejvyšší úrovni byly změny relativní vlhkosti vzduchu menší než v případě denních změn na úrovni 2 m, viz obr. 60a a 61a. Důvodem byly menší denní změny v teplotách vzduchu na nejvyšší úrovni, kdy tato úroveň byla mnohem méně ovlivněna tokem tepla do půdy ve dne a posléze zpětným uvolňováním v dlouhovlnném spektru v noci. Denní chody hustoty vodní páry byly téměř konstantní viz obr. 60b, 61b, s výjimkou léta, kdy v době nejvyšších teplot (tedy kolem poledne) bylo množství vodní páry ve vzduchu prokazatelně nižší, a to na všech úrovních měření. To bylo pravděpodobně způsobeno velmi suchým povrchem země a nižším výparem v době nejvyšších teplot.

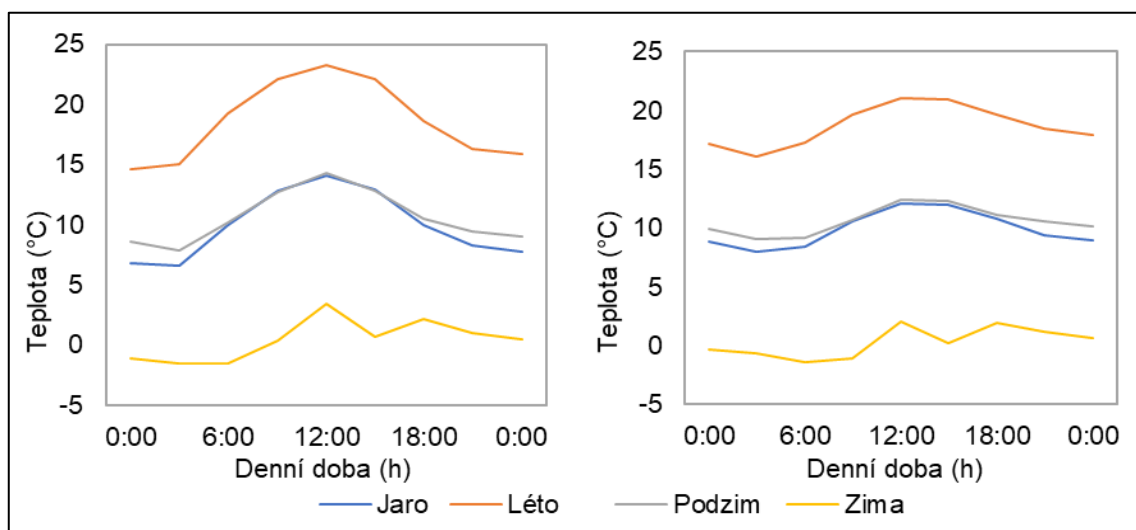
Vypočtené hodnoty vertikálních gradientů by mohly být ještě zpřesněny pomocí výpočtu z jednotlivých gradientů mezi úrovněmi, ale vzhledem k nevýznamným změnám ve výsledcích a finální aproximaci do hodnoty gradientu na jeden kilometr bylo od tohoto kroku upuštěno.



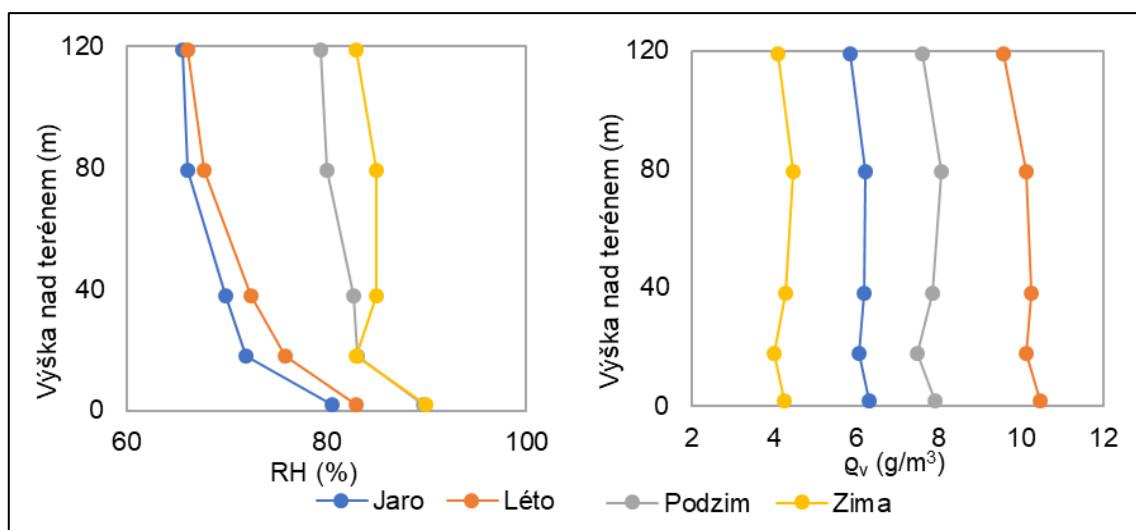
Obrázek 60a;b Denní chody RH a hustoty vodní páry v letech 2007–2014 na úrovni 2 m



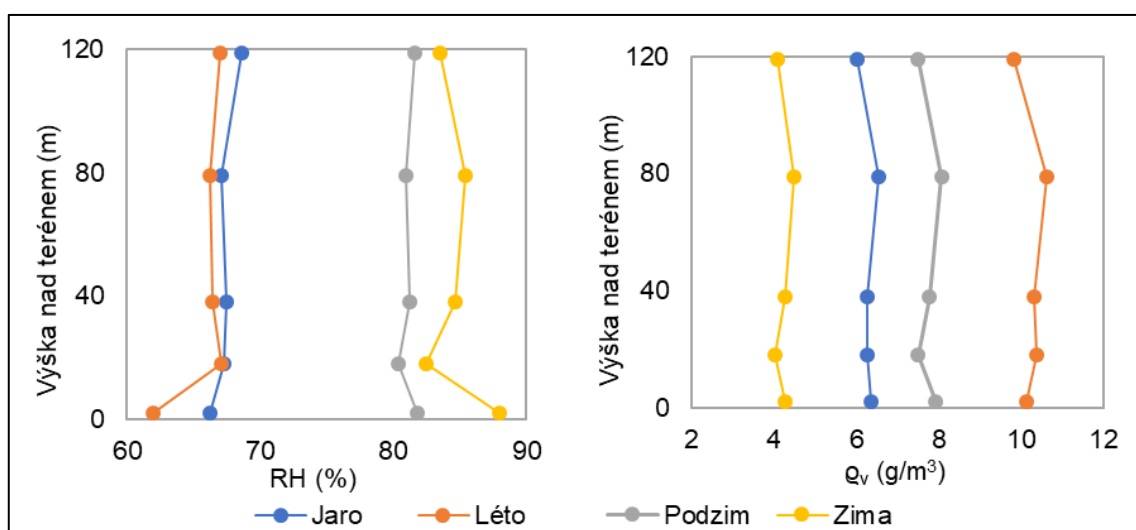
Obrázek 61a;b Denní chody RH a hustoty vodní páry v letech 2007–2014 na úrovni 119 m



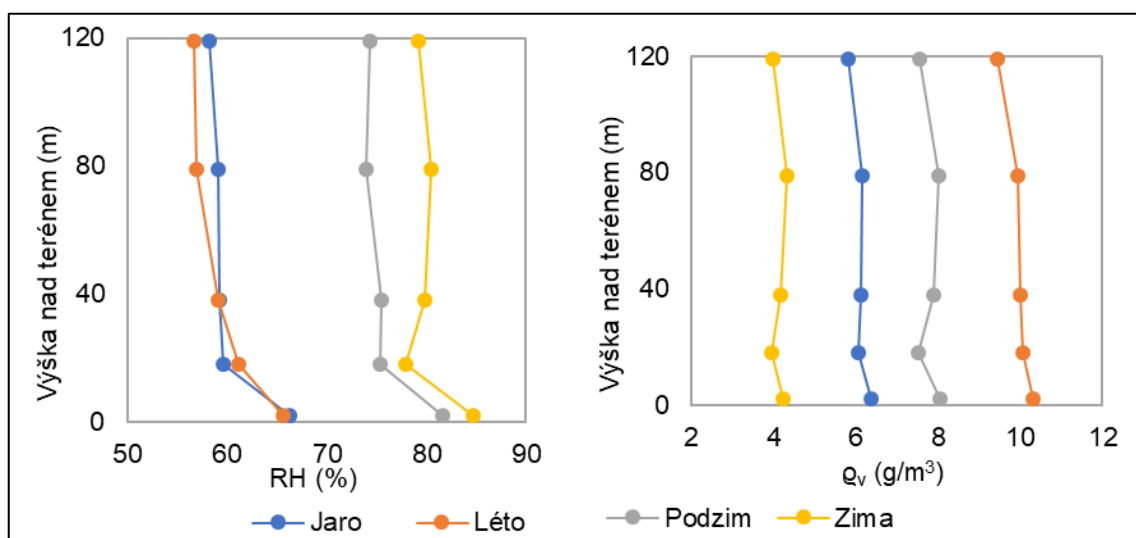
Obrázek 62a;b Denní chody teploty vzduchu v letech 2007–2014 na úrovních 2 m a 119 m



Obrázek 63a;b Vertikální profily RH a hustoty vodní páry v letech 2007–2014 mezi 21:00 a 03:00



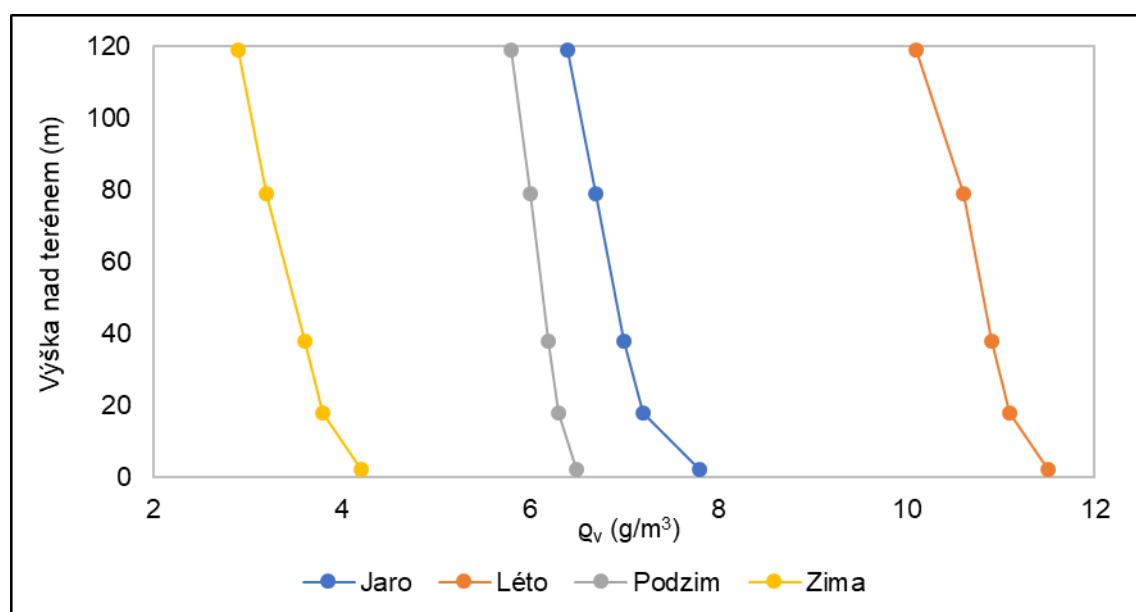
Obrázek 64a;b Vertikální profily RH a hustoty vodní páry v letech 2007–2014 mezi 06:00 a 09:00



Obrázek 65a;b Vertikální profily RH a hustoty vodní páry v letech 2007–2014 mezi 18:00 a 21:00

Při porovnání vertikálních profilů relativní vlhkosti v jednotlivých denních obdobích (viz obr. 63a až 65a) s denními chody teplotních zvrstvení (viz obr. 47 až 49) bylo zřejmé, že stabilita atmosféry měla určitý dopad na nasycení vzduchu v různých výškových úrovních. V noci, kdy nejčastěji docházelo k inverznímu zvrstvení ve všech ročních obdobích, relativní vlhkost výrazně klesala, na jaře a v létě až o 20 % po celé výšce měření. To souviselo se vzrůstající teplotou vzduchu s výškou. Při východu slunce, kdy se teplotní zvrstvení stávalo nestabilním (s přechodem přes indiferentní zvrstvení), byly změny relativní vlhkosti s výškou malé. Stejně tak v zimě nebyly tyto změny tak výrazné jako v létě. Tyto děje souvisely se zmiňovanou závislostí hodnot relativní vlhkosti vzduchu na teplotě popisované v kap. 2.1.1 a 2.1.2. Stejné trendy byly v daných denních obdobích pozorovány i v Poděbradech.

Naopak teplotní zvrstvení atmosféry a denní změny vertikální stability neměly výrazný vliv na samotný obsah vlhkosti v atmosféře, reprezentovaný hustotou vodní páry (viz obr. 63b až 65b). Výjimku tvořila výrazně inverzní zvrstvení (s teplotním gradientem o hodnotě $-1,5\text{ }^{\circ}\text{C/km}$ a vyšším), kdy byl pokles obsahu vodní páry s výškou velmi výrazný, průměrně o $10\text{--}15\text{ g/m}^3\text{km}$, jak ukazuje obr. 66. To mohlo být způsobeno malou vertikální výměnou vzduchu v přízemní vrstvě mezní vrstvy atmosféry, což mohlo zabraňovat transportu vodní páry do vyšších vrstev.



Obrázek 66 Vertikální profily hustoty vodní páry mezi lety 2007–2014 v Dukovanech při inverzích

Vertikální profily hustoty vodní páry prokázaly, že absolutní množství vodní páry bylo po celé výšce stožáru téměř konstantní. Na základě toho bylo možno předpokládat, že vertikální toky vodní páry budou s největší pravděpodobností po výšce stožáru také konstantní. Tomuto předpokladu se podrobněji věnují následující kapitoly.

4.6 Odhad evapotranspirace

Pro odhad evapotranspirace (objemového toku vodní páry) bylo třeba zvolit jednu z metod popsanych v kap. 2.4.2. S ohledem na dostupnost dat o rychlosti větru a teploty a relativní vlhkosti vzduchu na více úrovních bylo rozhodnuto, že k odhadu výparu bude použita Thornthwaite–Holzmanova rovnice (dále jen T–H rovnice) viz kap. 27 a vztah v.35. Volba této metody odhadu zároveň eliminovala potřebu dat o záření.

4.6.1 Analýza Thornthwaite–Holzmanovy rovnice a citlivostní analýza

Při užití T–H rovnice bylo opět zapotřebí vyřešit otázku chybějícího měření tlaku vzduchu v analyzovaném datovém setu. T–H rovnice obsahuje podíl hustoty vlhkého vzduchu a hustoty vody. Podle Daltonova zákona viz rovnice v.5 lze hustotu vlhkého vzduchu uvažovat jako součet hustoty suchého vzduchu a hustoty vodní páry. Hustota suchého vzduchu byla proto odhadnuta pomocí upravené stavové rovnice:

$$\rho_D = \frac{pM}{RT}; \text{ v. 38}$$

Kde pro tlak vzduchu byla použita hodnota normálního tlaku vzduchu 1013 hPa, konstanty M a R jsou popsány v teoretické kapitole této práce a T je termodynamická teplota v K v daný okamžik měření.

Tlak vzduchu byl navržen, bylo tedy zapotřebí otestovat vliv tohoto návrhu na samotnou rovnici odhadu výparu a její výsledky. Tlak vzduchu hraje roli také ve výpočtu psychrometrické konstanty užitě v T–H rovnici. Posouzení vlivu odhadu tlaku vzduchu na odhadovaný výpar bylo provedeno kombinovaně na hodnotách odhadu výparu při konstantních teplotách -20; 0 a 20 °C a pro ideální logaritmický profil větru mezi úrovněmi 2 a 18 m. Jako vstupní rychlosti proudění byly na úrovni 2 m modelovány rychlosti 1; 5 a 15 ms⁻¹. Pro výpočet specifického latentního tepla byl užit empirický vztah viz v.26, pro měrnou tepelnou kapacitu vzduchu byla užit konstanta o hodnotě 1005 Jkg⁻¹K⁻¹. Testování citlivosti proběhlo také pro absolutní teplotní gradienty mezi úrovněmi o hodnotách 0,1; 0,5; 1 a 2 °C a pro relativní vlhkosti mezi 40 a 99 %. Hodnoty tlaku vzduchu byly modelovány v rozmezí minim a maxim dosažených na území České republiky, tedy 970 hPa a 1055 hPa (ČHMÚ, 2018). Ve všech modelových příkladech došlo ke změně odhadu výparu v rozmezí 0,001–0,003 ‰ oproti hodnotám vypočteným při normálním tlaku vzduchu. Na základě tohoto modelu tak bylo možné tvrdit, že odhad hustoty suchého vzduchu na jedné úrovni závisel hlavně na teplotě a měření tlaku vzduchu bylo v tomto případě možno nahradit normálním tlakem 1013 hPa.

Pro analýzu odhadu hustoty suchého vzduchu bylo dále potřeba potvrdit, že zmíněná slabá závislost výsledku T–H rovnice na hustotě suchého vzduchu platila i po celé výšce měření. Zjednodušeně řečeno bylo potřeba prokázat, že samotná hustota vzduchu se v přízemní vrstvě mezní vrstvy měnila minimálně. K tomuto ověření posloužila barometrická rovnice ve tvaru:

$$\rho(z) = \rho_0 e^{-\left(\frac{\rho_0 g \Delta z}{p_0}\right)}; \text{ v. 39}$$

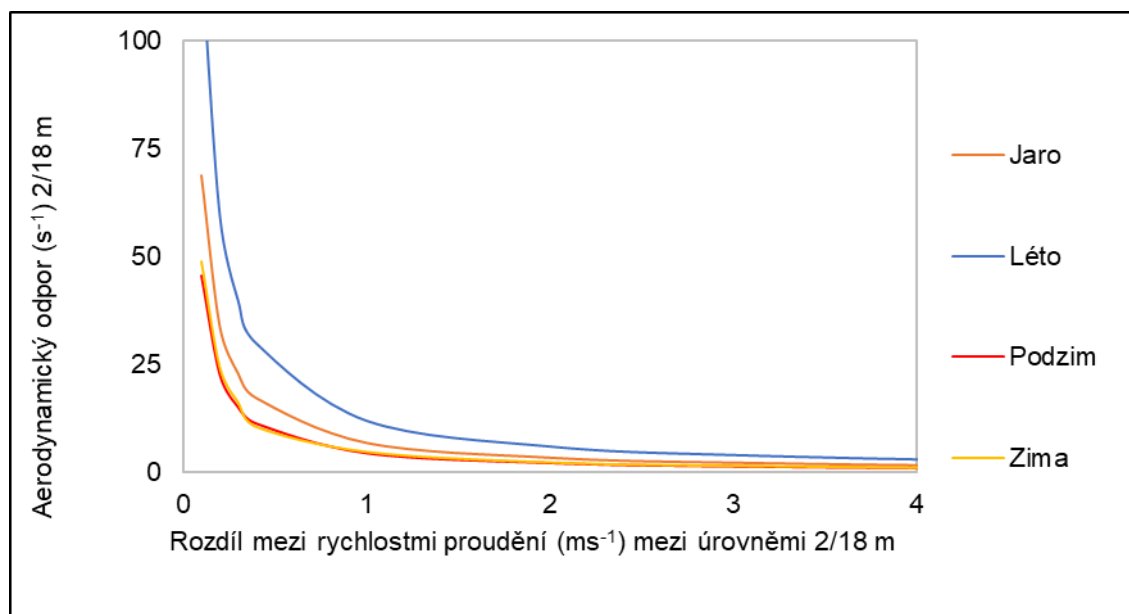
Kde ρ_0 je hustota suchého vzduchu ve výšce 2 m viz v.39, p_0 je odhadovaný tlak vzduchu ve výšce 2 m a Δz je rozdíl výšek měření nad terénem. Barometrická rovnice ukázala, že hustota suchého vzduchu se měnila po výšce měření 135 m o 0,01 kg/m³ pro všechny hodnoty tlaku vzduchu v daném rozmezí, zůstávala tedy téměř konstantní. Na základě toho bylo možno tvrdit, že odhad výparu pomocí T–H rovnice pro přízemní vrstvu mezní vrstvy atmosféry nebyl výrazně ovlivněn změnou tlaku vzduchu a ten bylo tudíž možno uvažovat jako normální po celé výšce měření

Dále byly zkoumány vlivy teploty vzduchu a rychlosti větru na hodnoty odhadu výparu na stanovišti v Dukovanech. Rychlost větru do použitého tvaru T–H rovnice vstupuje prostřednictvím tzv. aerodynamického odporu, viz vztah v.33. Mezi výškovými úrovněmi 2 a 18 metrů byly modelovány rozdíly rychlostí větru od 0,01 do 10 ms⁻¹. Byl uvažován předpoklad, že proudění vzduchu na vyšší úrovni měření je vždy rychlejší než na nižší úrovni, což je základní charakteristika všech modelů profilu větru. Při analýze aerodynamického odporu byly využity vypočtené hodnoty parametru drsnosti terénu z_0 na stanovišti dle Černý (2016) a zároveň byly uvažovány náhradní výšky posunutí d_0 dle Stanhilla (více v Černý, 2016). Tímto krokem byly analyzovány sezónní vlivy na aerodynamický odpor v Dukovanech. Užité hodnoty d_0 a z_0 jsou zobrazeny v tab. 12.

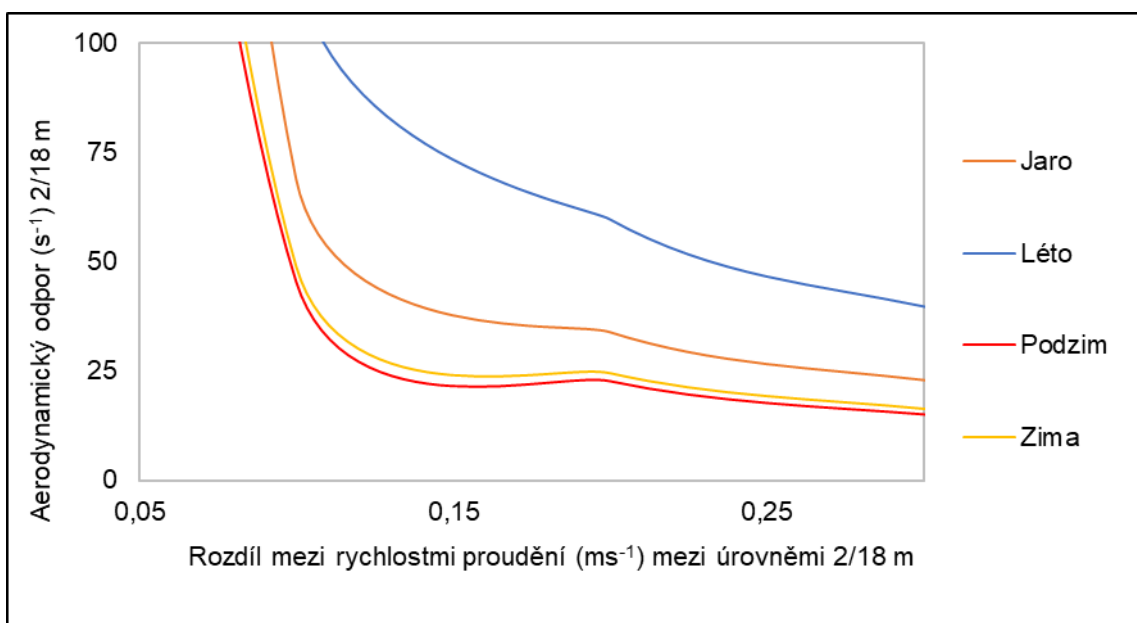
Tabulka 12 Užité hodnoty náhradní výšky posunutí a drsnostní výšky při analýze aerodynam. odporu

Období	Měsíc	d_0 (m)	z_0 (m)
Jaro	3–5	0,3	cca 0,045 (Černý, 2016)
Léto	6–7	0,6	cca 0,050 (Černý, 2016)
Podzim	8–10	0	cca 0,026 (Černý, 2016)
Zima	11–2	0,065	cca 0,037 (Černý, 2016)

Měsíce byly zařazeny do ročních období podle vegetačního krytu krajiny v okolí stanoviště (ozimý ječmen). Sezónní změny aerodynamického odporu jsou vidět na obr. 67 a obr. 68.

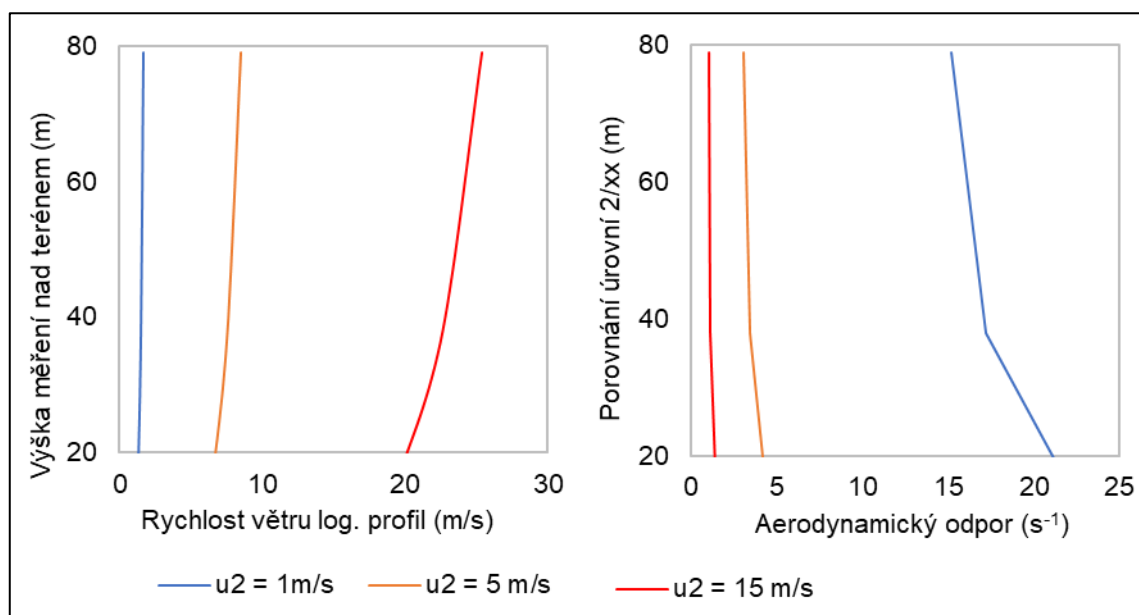


Obrázek 67 Sezónní vlivy na aerodynamický odpor



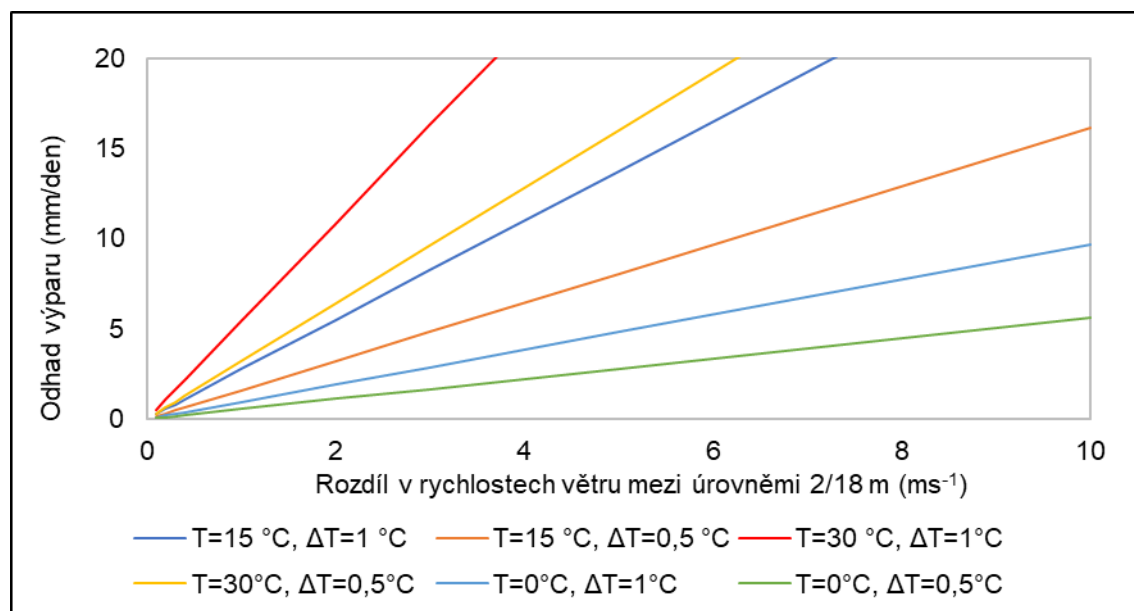
Obrázek 68 Sezónní vlivy na aerodynamický odpor – detail pro $(u_2 - u_1)$ mezi 0 a $0,3 \text{ ms}^{-1}$

Bylo tedy zřejmé, že čím vyšší byla drsnostní výška vegetačního krytu a samotná výška vegetace (reprezentovaná náhradní výškou posunutí), tím vyšší byla hodnota aerodynamického odporu. Zároveň klesající hodnota aerodynamického odporu způsobovala zvyšující se rychlost na vyšší úrovni měření. Při porovnání s dalšími úrovněmi při zachování modelu logaritmického profilu větru (obr. 69a) bylo zřejmé, že při vyšších rychlostech proudění byla změna aerodynamického odporu mezi úrovněmi minimální, zatímco při nižší rychlosti u zemského povrchu aerodynamický odpor rychleji klesal s výškou (obr. 69b). Při zachování ostatních veličin beze změny tak bylo možno očekávat výraznější kolísání hodnot odhadu výparu při nízkých rychlostech proudění. Tento předpoklad byl při výpočtech výsledků T-H rovnice potvrzen.



Obrázek 69a,b Logaritmický profil rychlosti větru a aerodynamický odpor mezi úrovněmi

Teplota vzduchu v T–H rovnici se objevuje v hodnotě hustoty suchého vzduchu (jejíž role byla prokázána jako nevýznamná), hustoty vodní páry (jejíž význam je také malý, protože se pohybuje v setinách hodnot hustoty suchého vzduchu) a tlaku vodních par, viz vztahy v.9 a v.14. Sytící schopnost vzduchu stoupá se vzrůstající teplotou, bylo tedy možno očekávat také vyšší hodnoty odhadu výparu v letních měsících. Tento předpoklad potvrdil i obr. 70, který porovnává jednotlivé modelované odhady výparu pro různé teploty a absolutní teplotní gradienty mezi úrovněmi 2 a 18 m společně s rozdílem rychlostí větru.



Obrázek 70 Odhad výparu mezi úrovněmi 2/18 m pro různé teploty, teplotní gradienty a rozdíly rychlostí vzduchu; uvažované d_0 a z_0 pro model = 0

4.6.2 Citlivostní analýza T–H rovnice na profily rychlosti větru

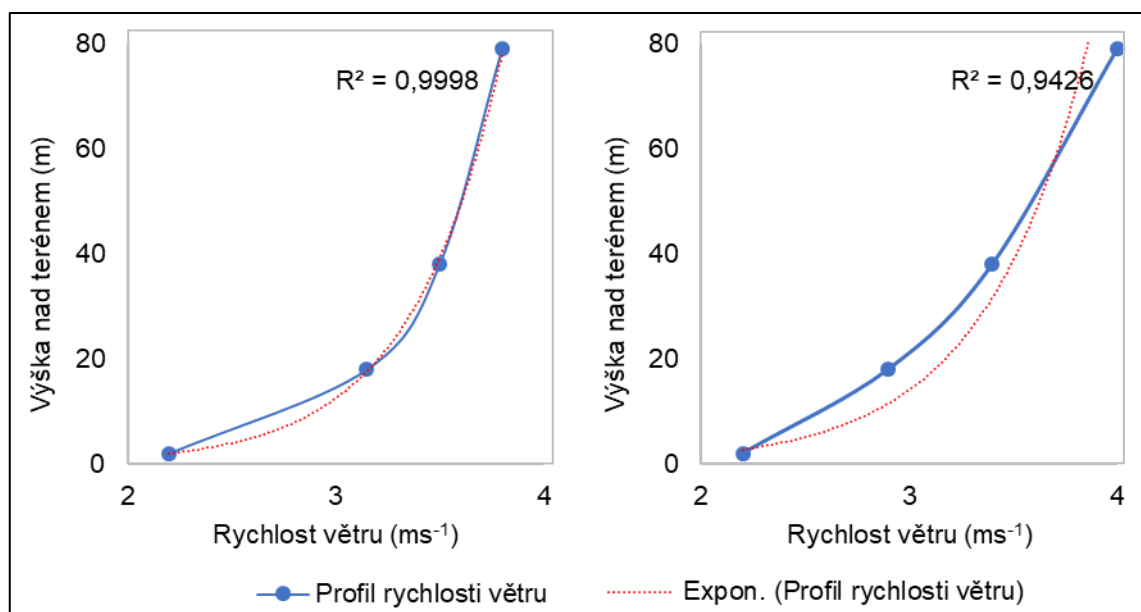
Hodnoty frikční rychlosti proudění (v T–H rovnici užívané ve formě aerodynamického odporu) jsou vypočtené za předpokladu logaritmického profilu větru. Při využití pouze čistě logaritmického profilu větru by do analýzy odhadu výparu vstupovalo pouze asi 7 % dat. Cílem práce proto bylo využít všechny profily větru, které splňovaly podmínku rostoucí rychlosti s výškou. Tyto profily však nemusely být nutně logaritmické a bylo proto potřeba analyzovat změnu odhadu výparu v závislosti na profilu větru. V kapitole 4.4.3 bylo prokázáno, že minimálně u 23 % dat bylo možno předpokládat splnění předpokladu proložení logaritmickým profilem vyjádřeného v bakalářské práci. Toho bylo využito při citlivostní analýze T–H rovnice na profily rychlosti větru, které mírně neodpovídaly teoretickému logaritmickému rozložení.

Nejprve byly nalezeny všechny ideálně logaritmické profily v letech s nejdelší kontinuální časovou řadou měření vlhkosti vzduchu, tedy 2007 a 2014 viz tab. 9. Pro nalezení těchto profilů byly využity poznatky z bakalářské práce – byly vybrány pouze profily nabývající hodnot zobecněné směrodatné odchylky RMSE menších než 0,1. Tyto profily zároveň vykazovaly hodnoty NSE vyšší než 0,95; bylo tedy možné je prohlásit za ideálně logaritmické. Více o proložení profilů logaritmickým profilem a užitím parametrů RMSE a NSE v Černý (2016).

Na těchto profilech byly pomocí T–H rovnice vypočítány úhrny výparu, které bylo možno označit za vypočtené při ideálním logaritmickém profilu větru. Posléze byly užité hodnoty rychlostí větru zpětně modelovány tak, aby parametr RMSE dosahoval hodnot do 1,5 a hodnoty NSE do 0,75. Byl tak v podstatě prováděn zpětný krok proložení ideálním logaritmickým profilem z bakalářské práce – podle známých výsledků byly modelovány rychlosti větru na jednotlivých úrovních.

Možností bylo přímo nalézt profily rychlosti větru splňující dané hodnoty NSE a RMSE, nicméně cílem bylo odhalit změny odhadu výparu pomocí T–H rovnice na identických datech, proto byl prováděn zmíněný zpětný proces. Obr. 71a ukazuje ideální logaritmický profil větru pro RMSE 0,02 a NSE 0,99. Obr. 71b poté stejný profil přemodelovaný na hodnotu RMSE 0,24 a NSE 0,89.

Na nově modelovaných rychlostech větru byly posléze pomocí T–H rovnice vypočteny úhrny výparu v letech 2007 a 2014. Při porovnání s úhrny vypočtenými při ideálně logaritmických profilech bylo zjištěno, že odchylky dosahovaly maximálně 6 % při užití denních průměrů vstupních hodnot, respektive 7,3 % při užití hodinových průměrů. Tyto odchylky byly pro účely této práce dostatečně malé a bylo možno tvrdit, že při menší odchylce od ideálně logaritmického profilu větru byly výsledky T–H rovnice ovlivněny jen málo. Pro výpočet výparu pomocí T–H rovnice byly proto v zájmu zachování počtu dat použity i profily rychlosti vzduchu, které mírně neodpovídaly teoretickému logaritmickému rozložení.



Obrázek 71a;b Ideální log. profil větru při RMSE 0,02 a zpětně modelovaný profil pro RMSE 0,24

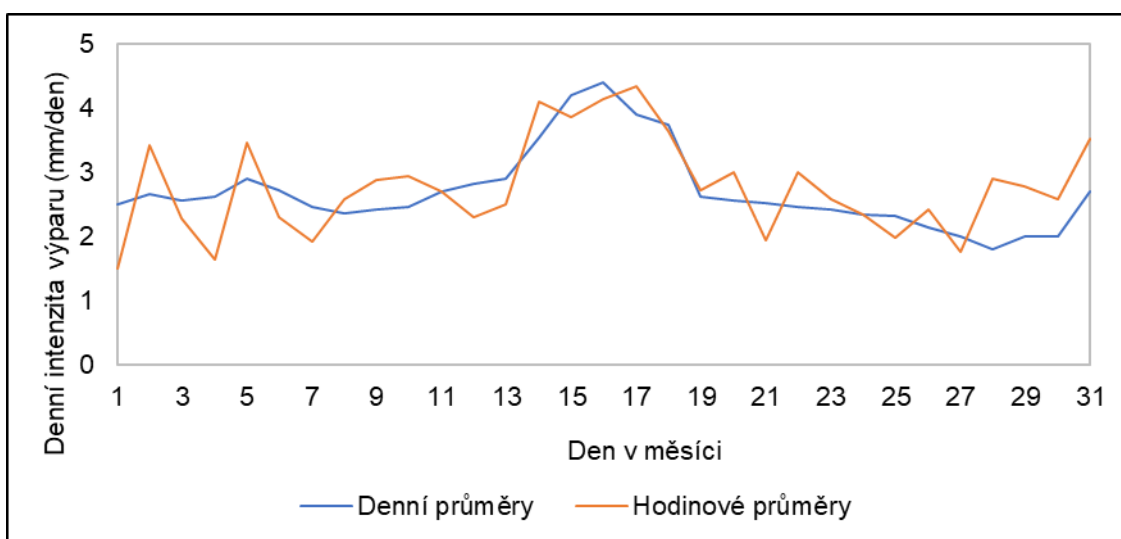
4.6.3 Porovnání měření s předpoklady

Citlivostní analýza ukázala, že při aplikaci T–H rovnice bylo možné uvažovat následující:

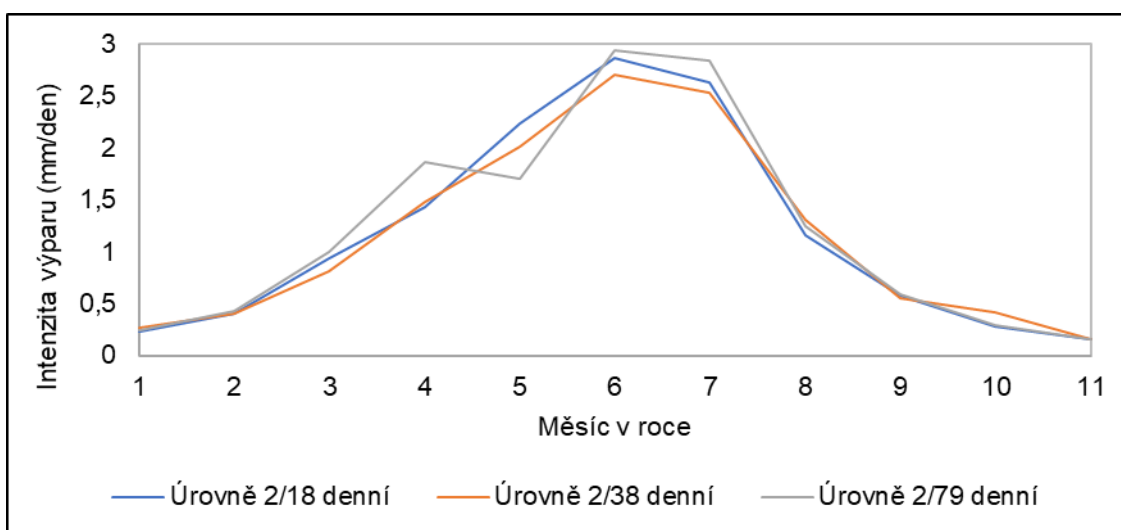
- Stabilitní podmínky atmosféry hrají velkou roli při odhadu výparu, jak ukazuje obr. 69. Při vyšším teplotním gradientu (tedy rychleji klesající teplotě) je odhad výparu vyšší. Čím stabilnější je zvrstvení atmosféry, tím vyšší je hodnota odhadu výparu.
- S větším rozdílem rychlostí proudění mezi úrovněmi stoupá odhad hodnoty výparu.
- Sezónní podmínky mají vliv na aerodynamický odpor
- Hodnota výparu je v přízemní vrstvě závislá na tlaku vzduchu jen minimálně (0,002 ‰)
- Denní chody rychlosti větru mají vliv na odhad výparu
- Denní a roční chody teploty vzduchu mají vliv na odhad výparu
- Profily rychlosti větru, které plně nesplňují předpoklad logaritmického profilu větru (RMSE do 1,5; NSE do 0,75) ovlivňují výsledky T–H rovnice do 8 %

4.7 Analýza odhadu výparu pomocí T–H rovnice

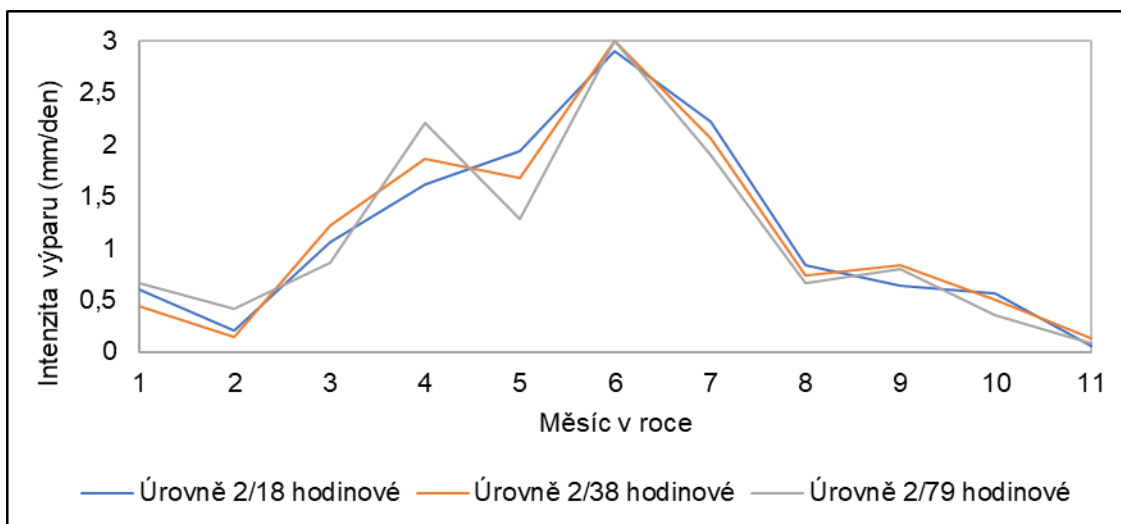
Pro analýzu odhadu hodnot výparu byly vybrány roky s nejdelší nepřerušenou řadou zaznamenaných dat, viz tab. 9, tedy roky 2008 (únor; březen až prosinec), 2012 (únor až září), 2013 (březen až listopad) a 2014 (leden až listopad.). Zároveň byly vybrány vertikální profily rychlosti větru změřené při indiferentním zvrstvení atmosféry, a tedy alespoň v omezené míře platným předpokladem logaritmického profilu rychlosti větru v T–H rovnici. Profily byly vybrány viz kap. 4. Zároveň na těchto profilech bylo ověřeno, zda splňovaly tolerované hodnoty ukazatelů RMSE a NSE viz kap. 4.6.2. Hodnoty náhradní výšky posunutí a parametru drsnostní výšky terénu pro jednotlivá období jsou uvedeny v tab. 12. Odhady evapotranspirace byly alternativně vypočítány na základě hodinových a denních průměrů vstupních dat a dále byly porovnávány jejich rozdíly. Obr. 72 ukazuje průměrný denní úhrn výparu v měsíci srpnu roku 2008 odhadovaný mezi úrovněmi 2/18 m pomocí hodinových a denních průměrů. Obr. 73 a 74 ukazují průměrnou denní intenzitu výparu pro jednotlivé měsíce v roce 2014 při porovnání všech úrovní měření s úrovní měření 2 m nad terénem pro hodinové a denní průměry.



Obrázek 72 Odhad denní průměrné intenzity výparu v 8/2008, využití denních a hodinových průměrů



Obrázek 73 Denní průměrná intenzita výparu v roce 2014 pro jednotlivé úrovně, denní průměry



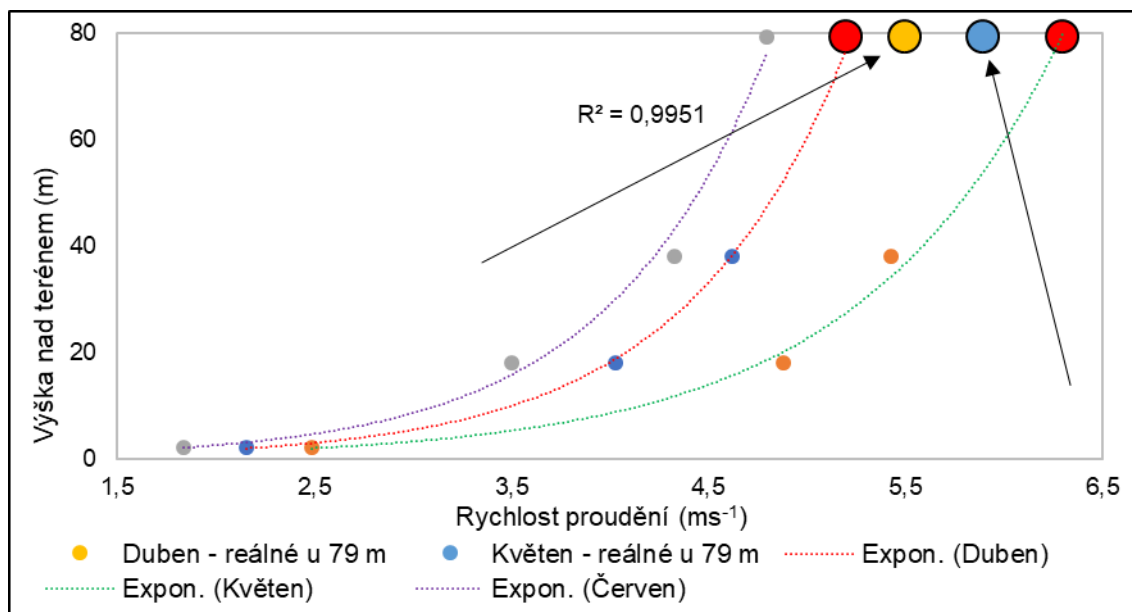
Obrázek 74 Denní průměrná intenzita výparu v roce 2014 pro jednotlivé úrovně, hodinové průměry

Na obr. 72–74 je zjevné, že při využití odhadu intenzity výparu z denních průměrů vstupních meteorologických veličin byla roční křivka dle očekávání méně variabilní, zatímco při využití hodinových průměrů se hodnoty intenzity výparu výrazněji měnily. Při porovnání vyšlo najevo, že hodnoty odhadu evapotranspirace získané z hodinových průměrů byly o 4,3 % vyšší než hodnoty získané z denních průměrů, a to hlavně v letních měsících. Pro odhad a prezentaci celkového množství výparu byly následovně užity denní průměry. K tomuto kroku bylo přistoupeno hlavně z důvodu zmenšení užívaného datového souboru.

Obr. 73 a 74 zároveň ukazují výraznější odchylku úhrnu výparu oproti trendu v měsících duben a květen při porovnání úrovní 2 a 79 metrů. Podobné výsledky byly nalezeny i v některých celkových úhrnech výparu (zejména v červenci roku 2014 viz obr. 78). To bylo pravděpodobně způsobeno výraznější odchylkou rychlosti větru v úrovni 79 metrů od logaritmického profilu, ač tento profil stále splňoval požadavky NSE a RMSE viz kap. 4.6.2. Obr. 75 ukazuje vertikální profily větru pro průměrné hodnoty rychlostí v měsíci dubnu, květnu a červnu 2014. Z obr. 75 je patrné, že v měsíci dubnu se profil odchyloval vyšší rychlostí na nejvyšší úrovni, v květnu naopak nižší rychlostí. Tomu odpovídala vyšší (duben), respektive nižší (květen) hodnota intenzity výparu. V měsíci červnu proti tomu profil odpovídal logaritmickému profilu větru. Tomu odpovídala i denní intenzita výparu viz obr. 74, která sledovala trendy všech ostatních úrovní daný měsíc.

Bylo tedy možno tvrdit, že extrémní výsledky T–H rovnice v daných měsících byly způsobeny nedostatečnou korelací profilu větru s teoretickým logaritmickým profilem rychlosti proudění. Tento stav byl způsoben nastaveným výběrem rychlostních profilů. V kap. 4.4.3 bylo sice prokázáno, že model prezentovaný v bakalářské práci odpovídal normálnímu teplotnímu zvrstvení atmosféry, a tedy logaritmickému profilu větru, odchylka od tohoto teoretického profilu se ale nakumulovala pouze v nejvyšší úrovni měření. V ostatních měsících byla tolerovaná odchylka od ideálního logaritmického profilu rozložena rovnoměrně do všech úrovní, výsledná chyba výsledků T–H rovnice pro profily mírně neodpovídající teoretickému logaritmickému rozložení tedy byla vždy do 8 %, viz kap. 4.6.2.

Pro obrázky 72–74 je spíše vhodnější zobrazení v podobě sloupcového grafu. Pro lepší přehlednost je v hlavní části práce zobrazeno zjednodušené vykreslení, sloupcové grafy jsou zobrazeny jako příloha 10–12.

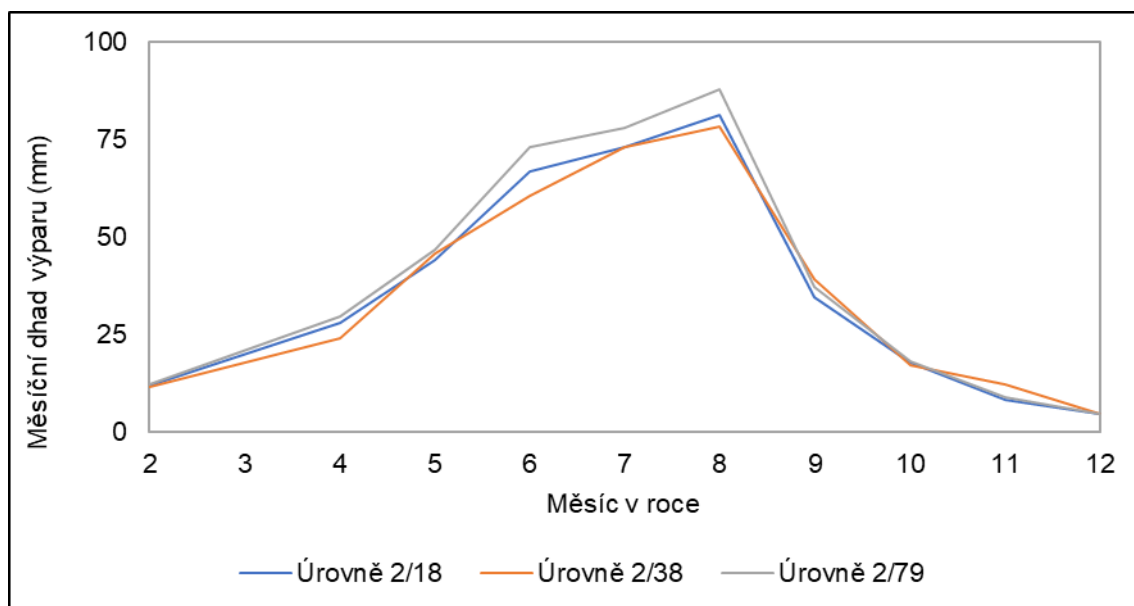


Obrázek 75 Srovnání vertikálních profilů větru v měsících duben, květen a červen roku 2014
Měřené hodnoty; vertikální logaritmický profil v měsících 4 a 5 zobrazen s optimální hodnotou rychlosti na úrovni 79 m (červeně), reálně měřené odchýlené hodnoty jsou vyznačeny šipkami

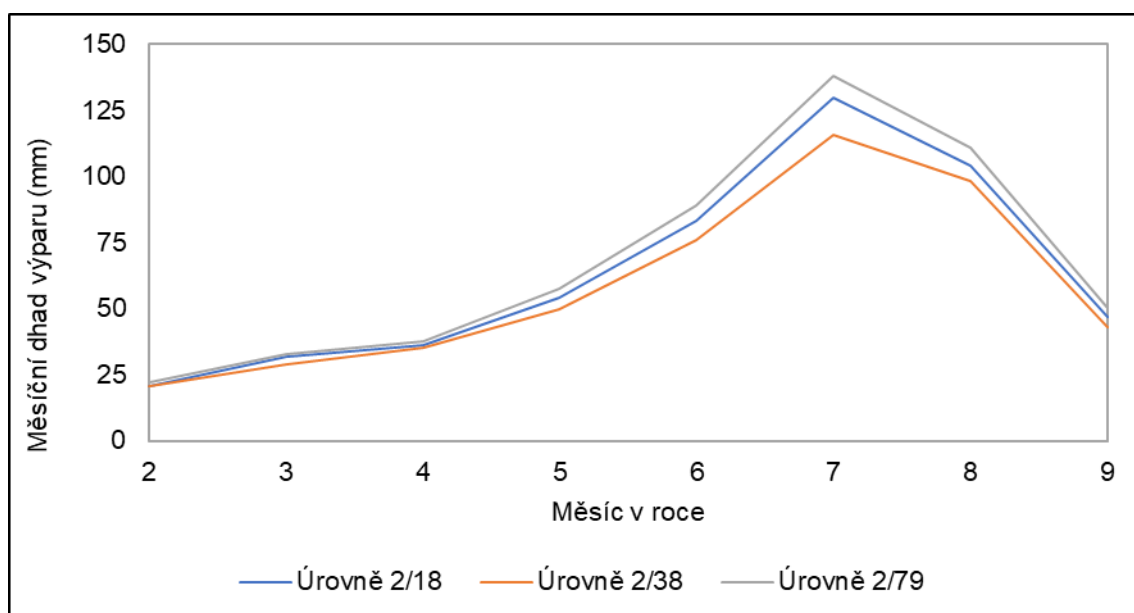
Trend kumulace odchylky na nejvyšší úrovni, následovaný mírně odlišnými výsledky T–H rovnice, byl vidět i v celkových ročních souhrnech, jak ukazuje např. obr. 78. Všechny tyto odchylky byly způsobeny určitou tolerancí při výběru profilů změřených při normálním zvrstvení atmosféry.

Srovnání intenzit výparu mezi jednotlivými úrovněmi naznačovala podobné hodnoty po výšce měření, což bylo zkoumáno dále při analýze celkového množství odhadu výparu. Jednotlivé denní intenzity výparu byly srovnávány s dostupnými studiemi na území České republiky, například prací Knožová a kol. (2005), která analyzovala dlouhodobé denní intenzity výparu měřené výparoměrem na různých místech republiky. Měřené hodnoty intenzity se dle Knožová a kol. (2005) pohybovaly na různých stanicích v obdobích květen–červenec mezi 2 až 6 mm za den, s průměrnou hodnotou kolem 3 mm za den. Hodnoty intenzity výparu v daných měsících vypočtené v této práci se pohybovaly zhruba na úrovni této průměrné hodnoty. Při porovnání dat bylo však zapotřebí uvažovat fakt, že v práci Knožová a kol. (2005) byly popisovány hodnoty výparu z výparoměru, tedy z volné hladiny. Výpar tak byl velmi pravděpodobně vyšší než případná evapotranspirace z povrchu země s vegetačním pokryvem.

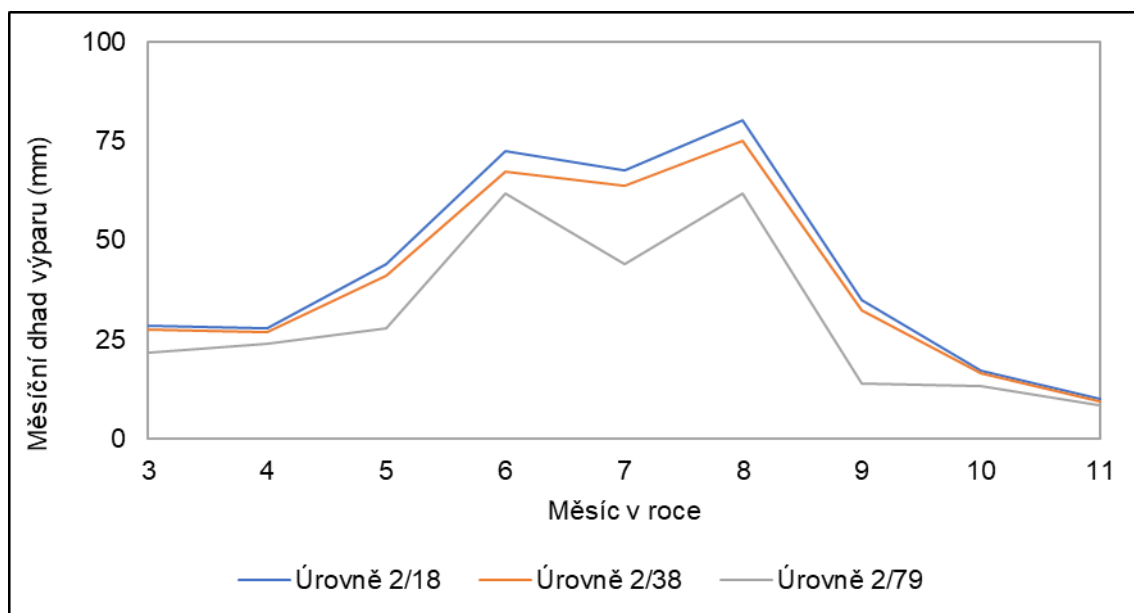
Obr. 76–79 ukazují odhady úhrnu výparu v letech 2008 a 2012–2014 vypočtené pomocí denních průměrů vstupních meteorologických veličin T–H rovnicí. Porovnávána byla úroveň 2 metry s úrovněmi 18, 38 a 79 metrů.



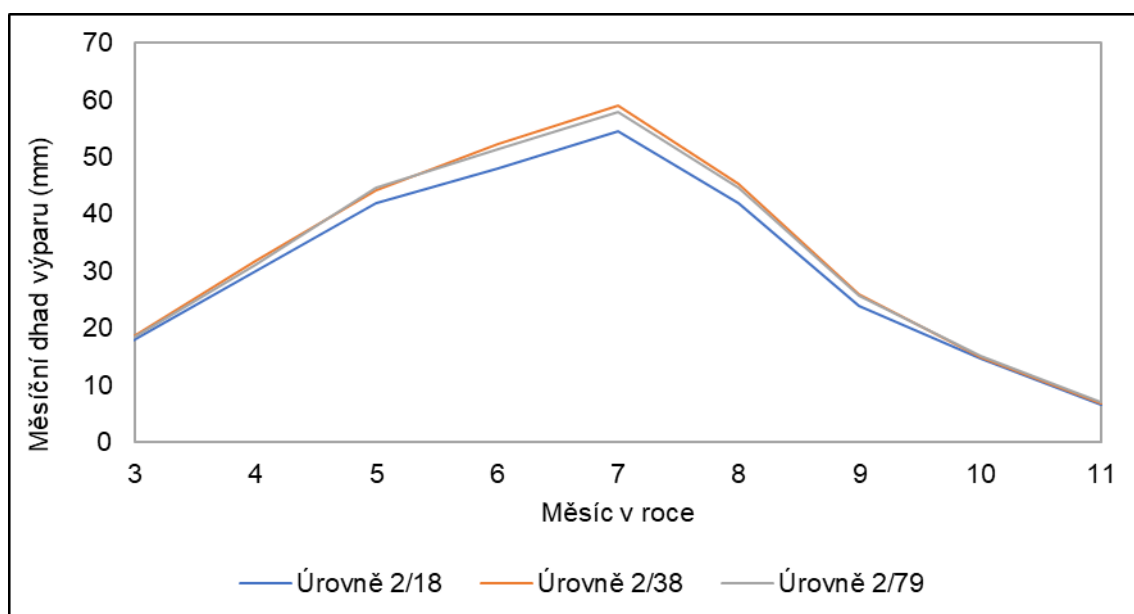
Obrázek 76 Odhad úhrnu výparu v roce 2008



Obrázek 77 Odhad úhrnu výparu v roce 2012



Obrázek 78 Odhad úhrnu výparu v roce 2013

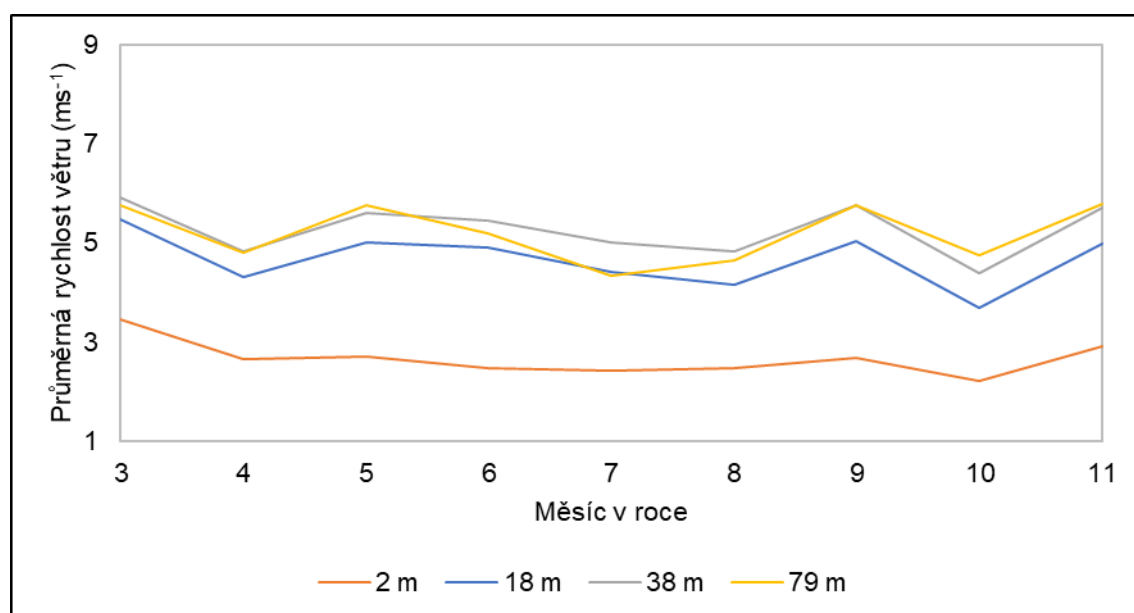


Obrázek 79 Odhad úhrnu výparu v roce 2014

Na obr. 76–79 je zjevné, že odhadovaná evapotranspirace rostla zároveň s rostoucí průměrnou teplotou vzduchu, která znamenala vyšší sytící schopnost vzduchu viz kap. 2.1.2. Zároveň bylo zjevné, že odhady výparu při porovnávání mezi jednotlivými úrovněmi zůstávaly zhruba stejné. Tuto vlastnost bylo částečně možno předpokládat již při analýze hustoty vodní páry na jednotlivých úrovních, kdy výsledné hustoty vodních par byly po výšce měření téměř konstantní, viz kap. 4.5. Po výšce měření sice klesala teplota vzduchu a sytící schopnost vzduchu (a tedy tlaky vodní páry), vertikální transport ale dorovnávala zvyšující se rychlost větru. Zároveň aerodynamický odpor při srovnání jednotlivých úrovní zůstával téměř shodný. Bylo tedy možno konstatovat, že toky vodní páry způsobené turbulentní difúzí byly po výšce měření téměř stejné.

Jedinou výraznou výjimkou byla úroveň 2/79 metrů v roce 2013 viz obr. 78. Při analýze rychlosti větru na daných úrovních v tomto roce bylo zjevné, že v úrovni 79 metrů byly trendy odlišné od ostatních úrovní a rychlost proudění v nejvyšší úrovni byla průměrně nižší viz obr. 80. Tím došlo ke kumulaci odchylky od ideálního logaritmického profilu větru, jak bylo popisováno v úvodu této kapitoly. S největší pravděpodobností to bylo způsobeno většinovou nepřítomností této úrovně v povrchové vrstvě mezní vrstvy atmosféry, či chybou měření. Rychlost větru na úrovni 79 metrů se zároveň výrazně vymykala trendu na ostatních úrovních. V nejvíce odlišném měsíci, červenci, byla rychlost větru inverzní vůči rychlostem na nižších úrovních, což potvrdilo nepřítomnost úrovně 79 m v přízemní vrstvě mezní vrstvy atmosféry v daném měsíci.

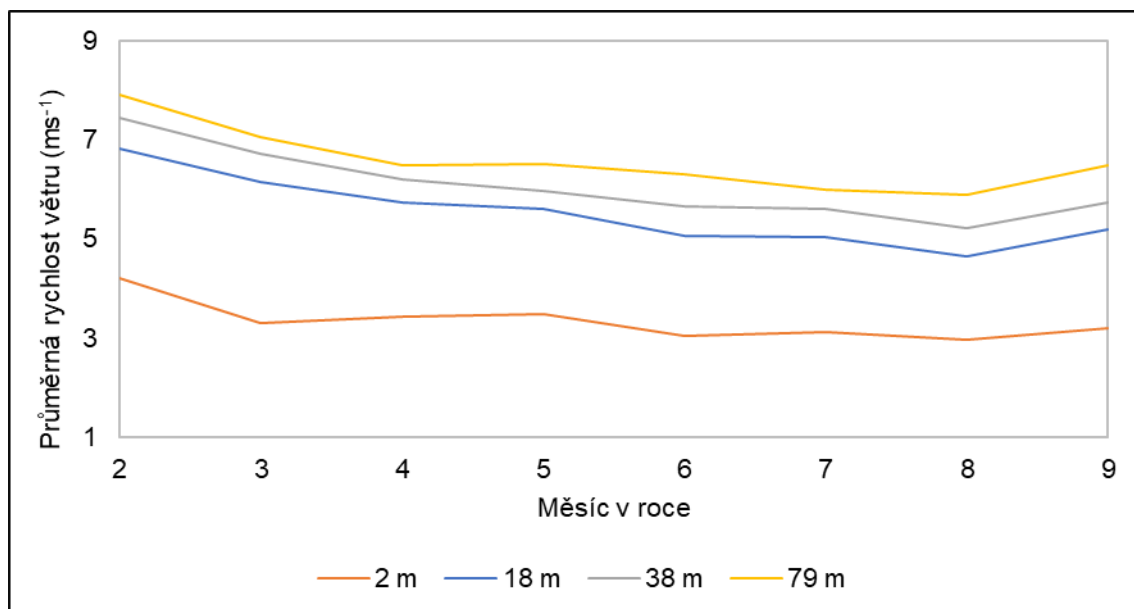
Předpokladem zároveň je, že objemové toky vodních par jsou konstantní v přízemní vrstvě mezní vrstvy atmosféry, kdy největší roli v proudění vzduchu má povrch terénu a jím způsobené turbulence. Předpoklad nepřítomnosti vrstvy v povrchové vrstvě by tedy naznačoval i odhad výparu viz obr. 78, kdy hodnoty z úrovně 2/79 byly odlišné od ostatních úrovní.



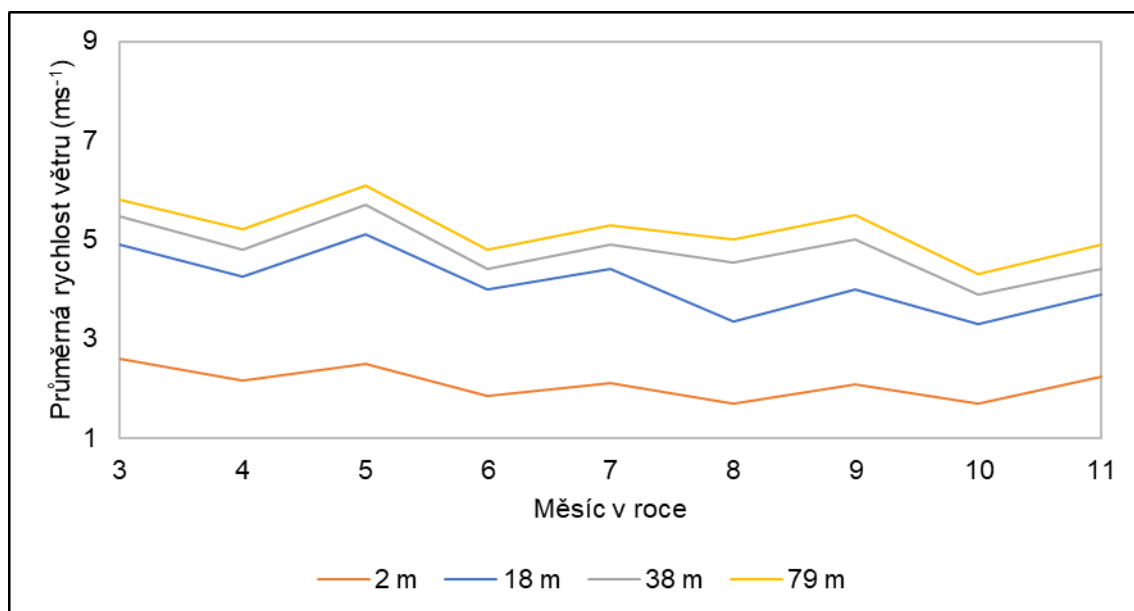
Obrázek 80 Rychlosti větru na jednotlivých úrovních v roce 2013

Rokem s nejvyšším odhadem úhrnu výparu byl rok 2012 a s nejnižší hodnotou rok 2014. Výsledek výparu v roce 2014 nekoreloval s faktem, že v roce 2014 byl díky vysokým teplotám celkový výpar poměrně vysoký, což společně s nedostatkem srážek pokračovalo v roce 2015 extrémním suchem (ČHMÚ, 2015). To mohlo být zapříčiněno velkým rozdílem mezi aktuální vypočítávanou evapotranspirací a potenciální evapotranspirací. Tento rozdíl byl s největší pravděpodobností způsoben nedostatkem vody v roce 2014.

Obrázky 81–82 ukazují rychlosti větru v letech 2012 a 2014 v analyzovaných měsících. Ve všech případech následovala rychlost větru na úrovni 79 metrů trend na nižších úrovních, což se odrazilo na výsledcích odhadu výparu v daných letech, viz obr. 5 a 7. V těchto případech tedy bylo možno tvrdit, že úroveň 79 metrů se nacházela v přízemní vrstvě mezní vrstvy atmosféry.



Obrázek 81 Rychlosti větru na jednotlivých úrovních v roce 2012



Obrázek 82 Rychlosti větru na jednotlivých úrovních v roce 2014

Na obr. 76–79 je vidět střídání úhrnů výparu mezi jednotlivými úrovněmi. Důvodem byly různé změny teploty a rychlosti větru. Pokud klesala teplota rychleji mezi úrovněmi 38 a 79 metrů (suchoadiabatický gradient měl nastavenou jistou toleranci viz kap. 4) a zároveň rychlost větru stoupala oproti logaritmickému profilu mírně rychleji nebo naopak, způsobilo to mírně odlišný výsledek T–H rovnice na dané úrovni.

Závěrem byly zjištěné výsledky porovnány s dostupnými zdroji. Porovnání bylo provedeno s mapou evapotranspirace ET–FAO (2018). Data ET–FAO jsou založena na půlhodinových měřeních a jsou vyjádřena pro průměrné měsíce.

Tabulka 13 Srovnání odhadu výparu s hodnotami ET–FAO (2018)

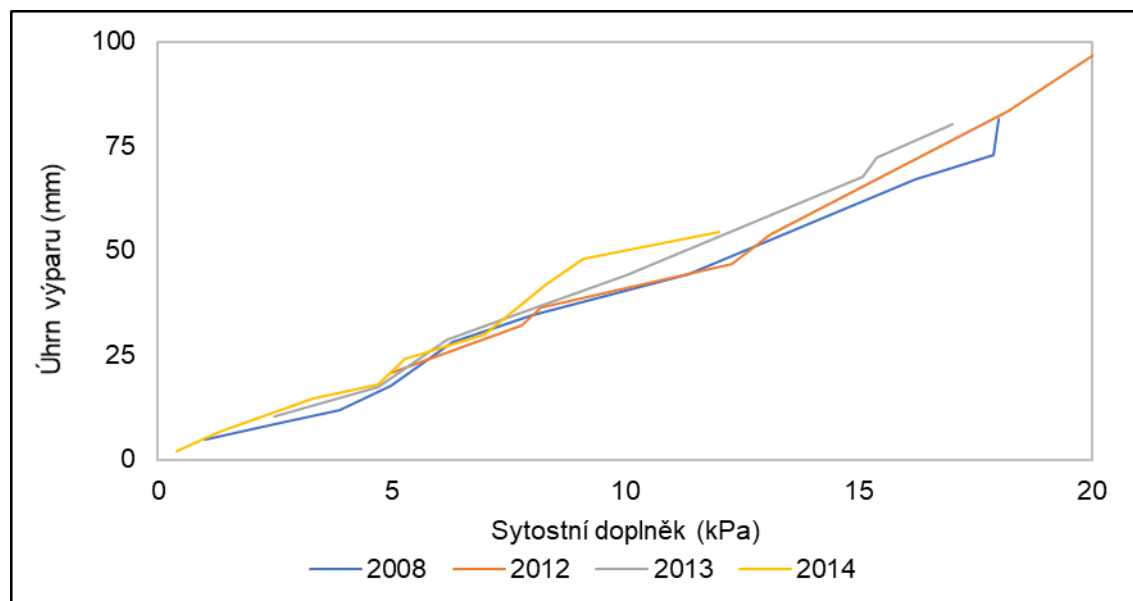
Měsíc	Odhad ET–FAO (mm)	E (aktuální) (mm)			
		2008	2012	2013	2014
1	0–25	N/A	N/A	N/A	2
2	0–25	12	21	N/A	7
3	50–100	N/A	32	29	18
4	50–100	28	37	28	30
5	100–150	44	54	44	42
6	100–150	67	83	73	48
7	100–150	67	130	68	55
8	100–150	82	104	80	42
9	50–100	35	47	35	24
10	25–50	18	N/A	17	15
11	25–50	9	N/A	11	7
12	0–25	5	N/A	N/A	N/A
Rok	600–1200	367	508	385	290

V tab. 13 je vidět, že hodnoty úhrnu výparu dosahovaly zhruba třetiny až poloviny průměrných hodnot. Hodnot výparu v celkovém úhrnu 700 mm ročně dosahují i výpočty potenciální evapotranspirace v České republice a na Slovensku v práci Rožnovský, Litcschmann (2005). Při srovnání s touto prací bylo však potřeba brát na vědomí, že hodnoty potenciální evapotranspirace mohly být vyšší než hodnoty reálné evapotranspirace. Zároveň práce Rožnovský, Litcschmann (2005) pracovala s dřívější časovou řadou let 1993–2003.

Důvodem k nízkým hodnotám intenzity výparu byla nejpravděpodobněji volba filtrace vstupních vertikálních profilů. Při pohledu na obr. 45a je zřejmé, že indiferentní zvrstvení nastalo v Dukovanech pouze ve 14 % případů, s tolerovanou odchylkou pak až ve 30 % případů. Indiferentní zvrstvení však bylo jedním z hlavních předpokladů T–H rovnice. Evapotranspirace nastávala i při silně nestabilním, nebo mírně stabilním zvrstvení – tato zvrstvení však nebyla zahrnuta do výsledku odhadu výparu pomocí T–H rovnice. V práci Trivett (1968) bylo zjištěno, že při ideálně indiferentním zvrstvení atmosféry poskytuje T–H rovnice uspokojivé výsledky, zatímco při ostatních typech zvrstvení jsou výsledky výrazně nižší. Stejný trend popisuje i Stull (1988). Všechny citované zdroje však pracovaly pouze s krátkou časovou řadou, jelikož indiferentní zvrstvení nastává pouze na krátkou chvíli. Při dlouhodobé analýze tak zřejmě mohla T–H rovnice poskytovat pouze částečně uspokojivé výsledky. Analýzy výparu v krátké časové řadě (extrémních dnech) jsou přiloženy jako příloha 16–18.

To potvrdily i vypočtené průměrné denní intenzity výparu, které, na rozdíl od celkových úhrnů výparu, poskytovaly srovnatelné výsledky. Indiferentní zvrstvení nastávalo nejčastěji pouze ráno a večer, T–H rovnice tak zahrnula tyto denní doby a vypočetla z nich denní intenzity, které byly porovnatelné s uvedenými zdroji (resp. s nejnižšími citovanými hodnotami – maximum výparu nastávalo v poledne, během kterého většinou není zvrstvení atmosféry normální). Při celkovém součtu přes celý rok však již byly poskytované výsledky průměrně nižší.

Dřívějším častým hodnocením evapotranspirace je sytostní doplněk. Ten značí sytící schopnost vzduchu, tedy kolik vodní páry je vzduch schopen pojmout do stavu maximálního nasycení. Na základě tohoto předpokladu byly porovnány hodnoty aerodynamické složky výparu a průměrného sytostního doplnku pro tyto hodnoty. Výsledek porovnání ukazuje obr. 83.



Obrázek 83 Porovnání odhadu úhrnu výparu a sytostního doplnku v analyzovaných letech

Obr. 83 ukazuje, že předpoklad rostoucího odhadu výparu s rostoucím sytostním doplňkem byl splněn. V zimě, kdy byla nejnižší sytící schopnost vzduchu (nízká teplota a vysoká relativní vlhkost), byl malý i odhadovaný úhrn výparu. V létě, kdy byla sytící schopnost vzduchu nejvyšší, byly zároveň nejvyšší i hodnoty odhadu úhrnu výparu. Celkové hodnoty úhrnu výparu se pohybovaly zhruba na třetině až polovině hodnot prezentovaných v citovaných zdrojích.

Shrnutí

Při analýze odhadu výparu bylo prokázáno, že je možné očekávat odlišné hodnoty při užití hodinových a denních průměrných hodnot evapotranspirace. Užití hodinových průměrů vykazovalo mírně vyšší hodnoty intenzity a celkového úhrnu výparu. Dále bylo prokázáno, že v přízemní vrstvě mezní vrstvy atmosféry platil v analyzovaných obdobích předpoklad konstantních vertikálních objemových toků vodní páry. Dlouhodobé hodnoty úhrnu výparu vypočtené T–H rovnicí se pohybovaly zhruba na jedné třetině až jedné polovině hodnot odhadu výparu z ostatních zdrojů. Při srovnání odhadu výparu se sytostním doplňkem byla nalezena korelace mezi sytostním doplňkem a odhadem úhrnu výparu. Při celkové analýze bylo konstatováno, že T–H rovnice je vhodná spíše pro kratší časové úseky.

5 Shrnutí a závěr práce

V práci byly provedeny následující kroky:

- 1) Pro účely této práce byla využita desetiletá řada měření teploty a relativní vlhkosti vzduchu a rychlostí a směrů větru naměřená na meteorologickém stožáru v Dukovanech. Posoudil se počet zaznamenaných dat a na základě tohoto posouzení byla vybrána data pro analýzy. Výběr dat o teplotě vzduchu byl proveden na základě navržených parametrů, pro výběr dat o relativní vlhkosti vzduchu se využily metody doporučené Organizací pro výživu a zemědělství. Popis výběru dat o rychlosti a směru větru je popsán v Černý (2016). Vybraná data o teplotě a rychlosti vzduchu se spárovala s daty o rychlosti a směru větru a byla posouzena kvalita měření.
- 2) Z dat o teplotě vzduchu byly vytvořeny vertikální profily teploty. Práce analyzovala lokální teplotní gradienty, které byly porovnávány s adiabatickými teplotními gradienty. Pomocí tohoto porovnání se posoudilo teplotní zvrstvení atmosféry. Byly popsány relativní četnosti jednotlivých zvrstvení, jejich sezónní výskyty a denní chody. Provedlo se porovnání se zdroji dostupnými pro území České republiky. Výsledky se porovnály s modelem prezentovaným v bakalářské práci.
- 3) Pomocí dat o relativní vlhkosti vzduchu byly popsány vertikální profily a denní chody této veličiny. Na všech úrovních se vypočítaly hustoty vodní páry, které sloužily k popisu absolutního množství vodní páry v atmosféře. Hustota vodní páry byla porovnávána s relativní vlhkostí vzduchu. U obou veličin práce analyzovala změny s výškou, teplotou a denní a roční dobou. Výsledky byly porovnávány s literaturou. Dále se na všech úrovních vypočetly teploty rosného bodu, tlaky vodních par a sytostní doplňky.
- 4) Z datového setu rychlostí a směrů větru byly vytvořeny větrné růžice, pomocí nichž byla popsána větrná charakteristika stanoviště Dukovany. Bylo provedeno srovnání s daty z blízkého měřicího stanoviště Náměšť nad Oslavou – Dalešice a analyzovány rozdíly mezi stanovišti v závislosti na charakteru okolního terénu.
- 5) Z dostupných dat byly vypočítány denní intenzity evapotranspirace a celkové roční a měsíční úhrny. Pro výpočet evapotranspirace práce využila Thornthwaite–Holzmanovu rovnici. Pro účely vyčíslení evapotranspirace byly některé veličiny navrženy, citlivostní analýza T–H rovnice proto popsala vliv těchto návrhů na prezentované výsledky. Odhadované hodnoty byly porovnány s dostupnými zdroji.

V první části analýza prokázala, že 37 % dat o teplotě vzduchu bylo nevyhovujících.

Ověření funkčnosti čidel relativní vlhkosti vzduchu přineslo uspokojivé výsledky. Naprostá většina záznamů se jevila v pořádku. U ověření dat o relativní vlhkosti vzduchu lze diskutovat o vhodnosti aplikované metody – zatímco u teploty můžeme hovořit o analýze jednotlivých měření až do úrovně hodin, u měření relativní vlhkosti se spíše jednalo o holistickou metodu popisu funkčnosti měřidel. U relativní vlhkosti ale není tak snadné najít kvantifikovatelné parametry, pomocí nichž by se datový set mohl ověřit, proto byla užita metoda nepřímého ověření funkčnosti přístrojů.

U obou měření bylo zároveň prokázáno, že se kvalitativně zhoršovala se stoupající výškou nad zemí. To bylo pravděpodobně dáno komplikovanější údržbou a vyšší zátěží při vysokých rychlostech větru, srážkách, či obecně nepříznivém počasí.

V druhé části bylo prokázáno, že počty výskytů zvrstvení atmosféry, jejich denní chody a výskyt v ročních obdobích byly srovnatelné s literaturou. Od průměrných udávaných hodnot se nejvíce odlišovalo inverzní zvrstvení, při kterém teplota stoupala až o 4 °C na kilometr.

Výrazným zjednodušením analýzy vertikálních profilů teploty bylo zaměření se pouze na zvrstvení identické po celé výšce meteorologického stožáru. Bylo prokázáno, že až v 75 % případů se mezi úrovněmi zvrstvení atmosféry lišila. Pro případné budoucí analýzy se proto otevírá možnost se detailněji zaměřit na jednotlivé typy zvrstvení po výšce stožáru.

Postup kategorizace teplotního zvrstvení atmosféry byl proveden nalezením směrnic analyzovaných vertikálních profilů teploty a jejich porovnáním s teoretickými vertikálními profily jednotlivých zvrstvení. K tomu práce použila adiabatické gradienty. Postup kategorizace dat použitý v této práci s sebou nese možnou nepřesnost v tolerancích jednotlivých kategorií zvrstvení. Samotné porovnávání lokálních a adiabatických gradientů je popisováno i v teorii a jeví se jako dostatečné, případnou nepřesnost spíše nese samotná tolerance odchylek. Výrazně přesnější by bylo použít pro popis teplotního zvrstvení vertikální profil potenciální teploty. Pro tento krok je však zapotřebí disponovat měřeními tlaku vzduchu na všech úrovních dukovanského stožáru. Nabízí se také možnost tlak vzduchu odhadnout, jako tomu bylo učiněno v případě výpočtu evapotranspirace. To by vyžadovalo provedení detailní citlivostní analýzy, aby se předešlo případným chybám.

Analýzou teplotních zvrstvení se potvrdila správnost modelu popsaného v bakalářské práci. Ten označoval za logaritmické profily větru, které nevykazovaly žádnou, nebo malou tolerovanou odchylku od modelovaného ideálně logaritmického profilu větru. Kvůli malé slučitelnosti dat z pohledu kvality měření bylo možno analyzovat jen 23 % profilů, model však odpovídal z 97 %.

Třetí část diplomové práce byla zaměřená na analýzu vlhkosti vzduchu v atmosféře a poskytla uspokojivé výsledky v porovnání s teorií a téměř identickým měřením z Poděbrad. Potvrdily se předpokládané inverzní chody relativní vlhkosti vůči teplotě vzduchu. Stejně tak byl potvrzen zvýšený výskyt stavů nasycení v zimě a nižší v létě. Při analýze vertikálních profilů hustoty vodní páry bylo prokázáno, že v přízemní vrstvě mezní vrstvy atmosféry byl absolutní obsah vlhkosti po výšce téměř neměnný. Také se výrazně nezvyšoval rozptyl měření na jednotlivých úrovních, což bylo prokázáno variačními rozptyly. Ty tedy nepřímě potvrdily správnou funkčnost přístrojů.

Samotný výpočet absolutní vlhkosti vzduchu vychází z Clausius–Clapeyronovy rovnice a stavové rovnice ideálního plynu. Při správné funkčnosti čidel by tak neměly být vypočtené hodnoty zatíženy výraznou chybou, při výpočtech hustot vodní páry nedocházelo k žádné aproximaci či odhadu hodnot. Nabízí se tedy možnost získaná data porovnat s dalšími měřeními z ČR.

Diplomová práce se ve své čtvrté části zaměřila na popis větných charakteristik stanoviště Dukovany. Samotné dukovanské růžice poskytovaly indikaci několika trendů, které byly ověřovány srovnáním s růžicemi vytvořenými z měření na nedalekém stanovišti Náměšť. V první řadě analýza potvrdila očekávané převládající západní proudění, což potvrdilo také správnost výběru dat o směru větru použitých v bakalářské práci. Zároveň se projevil sezónní změny na obou stanovištích, kdy na podzim a v zimě bylo proudění vzduchu zaznamenáno rovnoměrněji ve všech směrech. To může znamenat, že s poklesem drsnosti terénu na východě obou stanovišť se k záznamovým zařízením dostalo proudění vzduchu, které bylo v létě "brzděno" vzrostlou vegetací a stromy. Výsledky si zaslouží hlubší analýzu, nabízí se výpočet drsnostní výšky terénu pro jednotlivé sezóny v celém okolí stožáru a následné pozorování vlivu sezónních změn na rozložení rychlostí a směrů větru.

Sestavenými větrnými růžicemi se na obou stanovištích také potvrdil předpokládaný vliv významných krajinných prvků, jimiž jsou městské zástavby Náměště a Dukovan, věže jaderné elektrárny a plocha letiště Náměšť.

V páté části byla využitím sloučených dat provedena analýza výparu v letech s nejdelší konstantní časovou řadou kvalitních měření. Při analýze dlouhodobých trendů vyšlo najevo, že denní intenzity výparu byly srovnatelné s hodnotami uváděnými pro Českou republiku, zatímco celkové úhrny výparu se pohybovaly zhruba na třetině až polovině těchto hodnot. To bylo způsobeno tím, že při výběru byla zahrnuta pouze měření označená za zaznamenaná při normálním zvrstvení atmosféry. Citované zdroje ukazují, že pro ostatní teplotní zvrstvení (respektive profily větru) vykazuje T–H rovnice velmi nízké hodnoty. Citlivostní analýza byla provedena pouze na profily větru, které mírně neodpovídaly teoretickému logaritmickému profilu, nebyly však testovány jiné profily proudění vzduchu v atmosféře. V Dukovanech také často nastávala situace, kdy na vyšších úrovních byla rychlost proudění menší než na vyšších úrovních. S touto eventualitou rovnice použitá pro odhad výparu nepočítá.

V případě Dukovan se nabízí několik možnosti ověření, či prohloubení znalostí z této diplomové práce. Nejvhodnější by bylo disponovat daty o radiaci, aby mohla být provedena analýza výparu kombinovanými metodami. Na základě srovnání nových a nyní prezentovaných výsledků by tak byla ověřena přesnost výpočtů. Zároveň lze přistoupit k analýze opačnou cestou, tedy výběrem všech vhodně logaritmických profilů, namísto výběru normálních zvrstvení a zpětných testů citlivosti. Vzhledem k použité metodě výběru teplotních zvrstvení mohlo dojít k vypuštění velkého množství logaritmických profilů větru, což vedlo k nízkým výsledným hodnotám celkového úhrnu evapotranspirace. Stejně tak nebyla zahrnuta silně nestabilní a mírně stabilní zvrstvení, při kterých samozřejmě také docházelo k výparu. Vhodné by také bylo otestovat T–H rovnici a možnost její aplikace – výsledky prezentované v práci ukázaly, že při dlouhodobé analýze neposkytuje T–H rovnice přesné výsledky.

Uspokojivý výsledek přinesla analýza hodnot evapotranspirace při porovnání jednotlivých úrovní mezi sebou. Pro všechna měření do 79 metrů bylo možno potvrdit, že hodnoty evapotranspirace byly téměř identické. Vertikální turbulentní toky vodní páry tak bylo možno označit za konstantní, a to minimálně v době vybraných indiferentních teplotních zvrstvení. Tuto skutečnost indikovala již analýza vertikálních profilů hustoty vodní páry.

Při analýzách aerodynamického odporu byla zjištěna jeho sezónní proměnlivost, což může naznačovat vliv drsnostní výšky terénu na tuto veličinu. Zároveň byl při citlivostní analýze a modelaci výparu potvrzen předpoklad vlivu rychlosti větru a teplotního zvrstvení na výsledné hodnoty výparu – čím vyšší byla rychlost větru a čím méně stabilní bylo teplotní zvrstvení, tím vyšší byly vypočtené výsledky výparu.

Práce celkově ve většině případů potvrdila hodnoty zmiňované v teoretických podkladech. Nejcitlivější stránka všech použitých metod je nutnost odhadování některých veličin a procesů. V případě budoucích analýz dat z dukovanského stožáru doporučuji uvažovat některé diskutované jevy a ověřit prezentované výsledky.

6 Literatura a zdroje

6.1 Knižní zdroje

ALLEN, R. G (FAO). *Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements*. Rome: Food and Agriculture Organization of the United Nations, 1998. ISBN 9251042195.

ARYA, S. Pal. *Introduction to micrometeorology*. 2nd ed. San Diego: Academic Press, 2001. International geophysics series, vol. 79. ISBN 0-12-059354-8.

BEDNÁŘ, Jan a Otakar ZIKMUNDA. *Fyzika mezní vrstvy atmosféry: vysokoškolská příručka pro stud. matematicko-fyz. a přírodověd. fakult.* Praha: Academia, 1985

EMEIS, Stefan. *Measurement methods in atmospheric sciences: in situ and remote*. Stuttgart [Germany]: Gebr. Borntraeger Science Publishers, 2010. ISBN 9783443010669.

MCILVEEN, J. F. R. *Fundamentals of weather and climate*. New York, NY, USA: Van Nostrand Reinhold, 1992. ISBN 0442314760.

MORAN, Joseph M. a Michael D. MORGAN. *Meteorology: the atmosphere and the science of weather*. 2nd ed. London: Collier Macmillan, c1989. ISBN 0-02-383330-0.

MUNSON, Bruce Roy, T. H. OKIISHI, Wade W. HUEBSCH a Alric P. ROTHMAYER. *Fundamentals of fluid mechanics*. 7th edition. Hoboken, NJ: John Wiley & Sons, 2013. ISBN 978-1-118-11613-5.

NORTH, Gerald R. a Tatiana L. ERUKHIMOVA. *Atmospheric thermodynamics: elementary physics and chemistry*. New York: Cambridge University Press, 2009. ISBN 978-0-521-89963-5.

PECHALA, František a Jan BEDNÁŘ. *Příručka dynamické meteorologie*. Praha: Academia, 1991. ISBN 80-200-0198-0.

PRUPPACHER, Hans R. a James D. KLETT. *Microphysics of clouds and precipitation*. 2nd rev. and enl. ed. Boston: Kluwer Academic Publishers, c1997. Atmospheric and oceanographic sciences library, v. 18. ISBN 0-306-48100-6.

ROGERS RODDY RHODES a YAU MAN KONG. *A short course in cloud physics*. 3. ed., reprinted. Oxford u.a.: Butterworth-Heinemann, 1996. ISBN 9780750632157.

ŘEZÁČOVÁ, Daniela a kolektiv autorů. *Fyzika oblaků a srážek*. Praha: Academia, 2007. Gerstner. ISBN 978-80-200-1505-1.

STULL, Roland B. *An introduction to boundary layer meteorology*. Boston: Kluwer Academic Publishers, c1988. ISBN 9027727694.

SCHUMANN, U. *Atmospheric physics: background, methods, trends*. New York: Springer, 2012. Research topics in aerospace. ISBN 978-3-642-30182-7.

SOBÍŠEK, B. a kol. *Meteorologický slovník výkladový terminologický: s cizojazyčnými názvy hesel ve slovenštině, angličtině, němčině, francouzštině a ruštině*. Praha: Academia, 1993. ISBN 80-85368-45-5.

ULLMANN (kolektiv autorů). *Ullmann's Energy: Resources, Processes, Products*. 2. Karlsruhe: ULLMANN, 2015. ISBN 978-3-527-33370-7.

6.2 Články

Boussinesq, J. (1877), "*Essai sur la théorie des eaux courantes*", *Mémoires présentés par divers savants à l'Académie des Sciences* 23 (1): 1-680

HANSEMUELLER, Elizabeth a Robert CRISS. Water Balance Estimates of Evapotranspiration Rates in Areas with Varying Land Use. *Evapotranspiration - An Overview*. InTech, 2013, 2013-04-30. DOI: 10.5772/52811. ISBN 978-953-51-1115-3.

KNOŽOVÁ, Gražyna, Jaroslav ROŽNOVSKÝ a Mojmir KOHUT. Srovnání řad výparu naměřeného výparoměrem GGI-3000 a vypočítaného podle metodiky FAO. *Bioklimatologie současnosti a budoucnosti*. Nakladatelství ČHMÚ, 2005. ISBN 80-86-690-31-08.

LAPWORTH, Alan a James MCGREGOR. Seasonal variation of the prevailing wind direction in Britain. *Weather* [online]. Royal Meteorological Society, 2008, 2008, 63(12), 365-368 [cit. 2018-05-09]. DOI: 10.1002. Dostupné z: <http://goo.gl/EC5aYR>

LITSCHMANN, Tomáš a Jaroslav ROŽNOVSKÝ. Srovnání Výpočetních Metod Potenciální Evapotranspirace. *Seminář „Evaporace a evapotranspirace“*. Brno: Nakladatelství ČHMÚ, 2005, 47-58. ISBN 80-86690-24-5.

Pristley C. a Taylor B. On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation Using Large-Scale Parameters. *Monthly weather review*. Washington, USA: American Meteorological Society, 1972, 100(2), 12. DOI: 10.1175. ISSN 1520-0493.

RODERICK, Michael a Graham FARQUHAR. The Cause of Decreased Pan Evaporation over the Past 50 Years: Cooperative research. *Science magazine*. AAAS, 2002, 122(298/5597), 10. DOI: 10.1126/science.1075390-a. ISSN 1095-9203.

THORNTON, C.W. a HOLZMAN, B. (1939). The role of evaporation in the hydrologic cycle. *Transactions, American Geophysical Union* 20. doi: 10.1029. ISSN: 0002-8606.

VALTR, Pavel, Pavel PECHÁČ a Martin GRABNER. *Water Vapor Density Profile Statistics in the Atmospheric Boundary Layer*. Praha, 2012. Článek. ČVUT v Praze.

6.3 Akademické práce

ČERNÝ, Filip. *Vliv vlastností povrchu na vertikální profily rychlosti větru*. Praha, 2016. Bakalářská práce. FSv ČVUT v Praze. Vedoucí práce doc. Ing. Michal Dohnal, Ph.D.

GVOŽDÍKOVÁ, Blanka. *Vertikální profil teploty vzduchu v mezní vrstvě atmosféry*. Praha, 2013. Bakalářská práce. Univerzita Karlova v Praze. Vedoucí práce RNDr. Petr Pešice, Ph.D.

KONOW, Heike. *Tall Wind Profiles in Heterogenous Terrain*. Hamburg, 2015. Disertační práce. Universität Hamburg. Vedoucí práce Prof. Dr. Felix Ament.

TRIVETT, Neil. *An Evaluation of the Thornthwaite-Holzman Equation for Evapotranspiration*. Hamilton, Canada, 1968. Bakalářská práce. McMaster University. Vedoucí práce J.A. Davies.

TURKOVÁ, Edita. *Potenciální instabilita teplotního zvrstvení na území ČR*. Praha, 2012. Bakalářská práce. Univerzita Karlova v Praze. Vedoucí práce RNDr. Marek Kašpar, Ph.D.

VENCLOVÁ, Markéta. *Klimatologie vertikálního gradientu teploty ve spodní a střední troposféře*. Vrchlabí, 2016. Diplomová práce. Univ. Karlova v Praze. Vedoucí práce RNDr. Radan Huth, DrSc.

6.4 Manuály a technické normy

ASCE, 1990. *Evapotranspiration and irrigation water requirements*. ASCE. Manuals and reports on engineering practice. No. 70. New York, NY, USA

CRES, *Wind Rose User Guide: Wind Roses manual* [online]. Pikermi, Greece: Centre for Renewable Energy Sources, 2014 [cit. 2018-05-09]. Dostupné z: <https://goo.gl/DnpEYh>

DIN IEC 60571 1/3. *Temperature/Resistance requirements for platinum sensors*. 1. International Electrotechnical Commission (IEC), 2012.

ITU-R Rec. P.676-10, ITU Attenuation by atmospheric gases, [online]. Geneva, Switzerland, 2013. Dostupné z: <https://goo.gl/YCZNQi>

THIES Clima. HUMIDITY – TEMPERATURE - PRESSURE. [online]. 2012 [cit. 2018-05-29]. Dostupné z: <https://goo.gl/pgpgZp>

VAISALA OYJ. Vaisala HUMICAP Humidity and Temperature probe HMP 155 Product description. [online]. 2012 [cit. 2018-05-29]. Dostupné z: <https://goo.gl/3ruXDt>

VAISALA OYJ. Vaisala HUMICAP Humidity and Temperature probe HMP 155 User Manual. [online]. 2012 [cit. 2018-05-29]. Dostupné z: <https://goo.gl/bE16BN>

6.5 Ostatní zdroje

AUSTRALIAN METEOROLOGICAL INSTITUTE: *Wind Roses manual* [online]. AMT, 1999 [cit. 2018-05-09]. Dostupné z: <https://goo.gl/s53kd2>

CORINE LAND COVER. *European Environment Agency*. [online]. 1995 [cit. 2018-05-09]. Dostupné z: <https://goo.gl/kUUZbA>

ČHMÚ: *Vyhodnocení sucha na území České republiky v roce 2015*. Nakladatelství ČHMÚ, 2015. Dostupné online z: <https://goo.gl/Vr9MtM>

ČHMÚ: *Historická data a extrémy* [online]. Praha: ČHMÚ, 2018 [cit. 2018-05-09]. Dostupné z: <https://goo.gl/fruSiQ>

EAGRI: *Číselník plodin* [online]. 2018: MZČR, 2018 [cit. 2018-05-09]. Dostupné z: <https://goo.gl/bpZsCM>

FAO: *Global map of monthly reference evapotranspiration* [online]. FAO, 2018 [cit. 2018-05-09]. Dostupné z: <https://goo.gl/5KtbL6>

FAO: *Recommended evapotranspiration equation. ET-FAO* [online]. 2005 [cit. 2018-05-09]. Dostupné z: <https://goo.gl/Peuniy>

GEOCHEMBIO: Ecology and general biology website. *GeoChemBio* [online]. Nemose, 2018, 2008 [cit. 2018-05-09]. Dostupné z: <https://goo.gl/zVG4U2>

NOAA: *Beaufort Wind Scale* [online]. Washington, USA: NOAA/NWS Storm Prediction Centre of the USA, 2012 [cit. 2018-05-09]. Dostupné z: <https://goo.gl/1wn6y4>

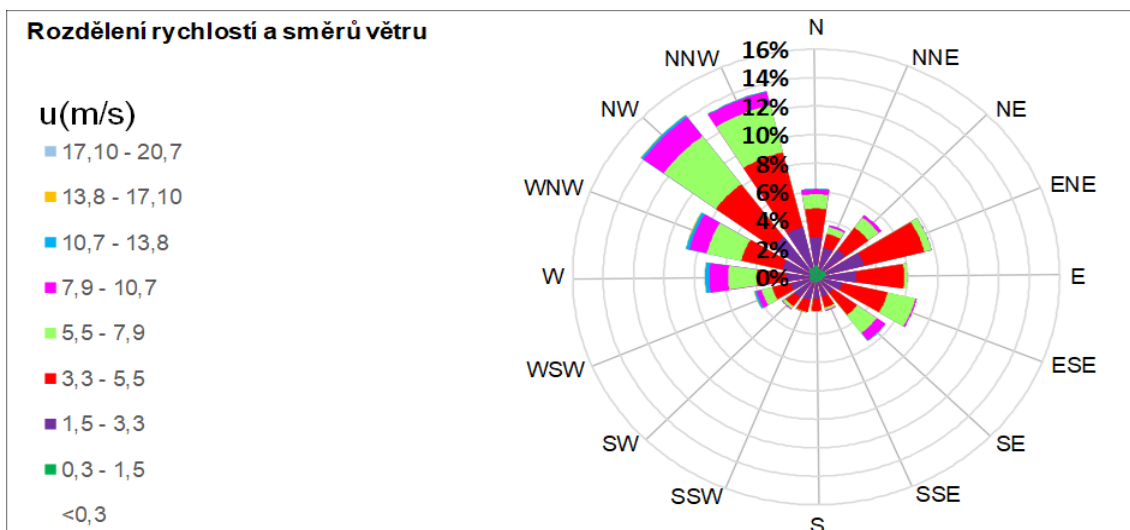
US DEPARTMENT OF DEFENSE. Reliability prediction of electronic equipment. *Society of Reliability Engineers*. [online]. 1990 [cit. 2018-05-29]. Dostupné z: <https://goo.gl/mM7TWp>

WINDFINDER [online]. 2018: WindFinder.com GmbH & Co., 2018 [cit. 2018-05-09]. Dostupné z: <https://goo.gl/PGG432>

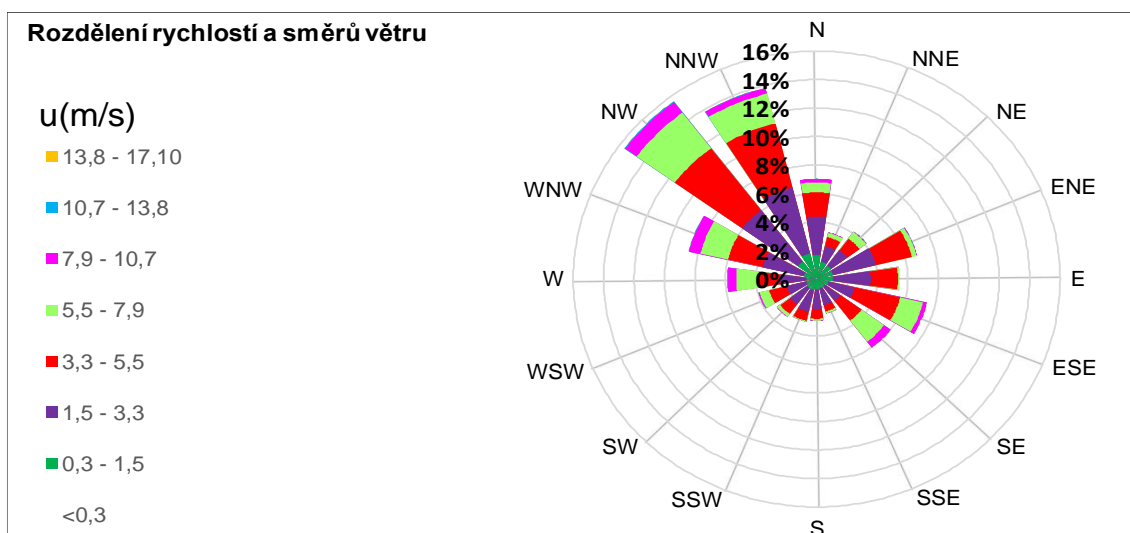
7 Přílohy

7.1 Seznam příloh

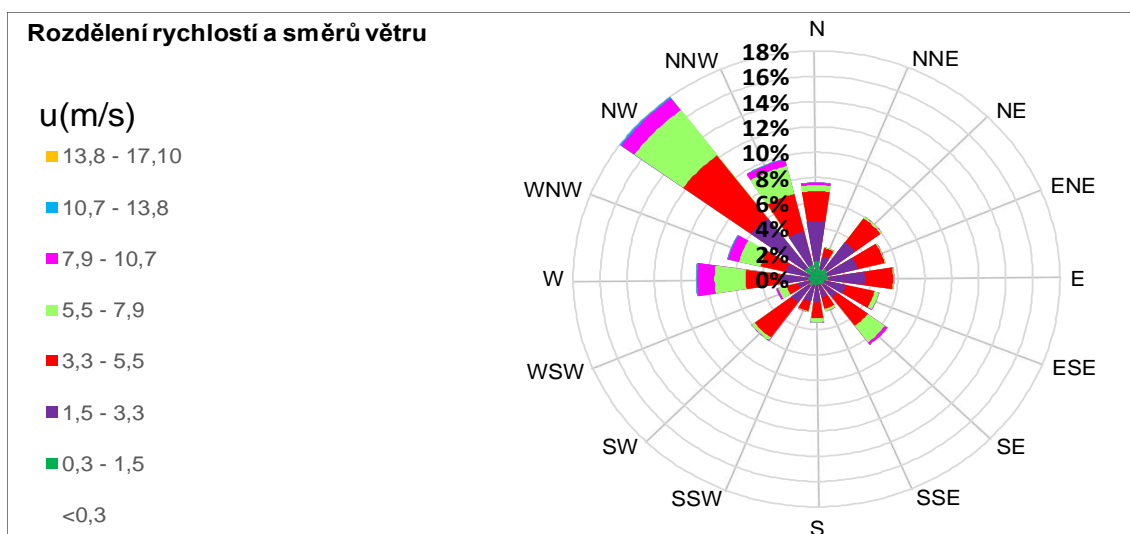
Příloha 1 Podmíněná větrná růžice, úr. 10 m, 2005.....	98
Příloha 2 Podmíněná větrná růžice, úr. 10 m, 2006.....	98
Příloha 3 Podmíněná větrná růžice, úr. 10 m, 2007.....	98
Příloha 4 Podmíněná větrná růžice, úr. 10 m, 2008.....	99
Příloha 5 Podmíněná větrná růžice, úr. 10 m, 2009.....	99
Příloha 6 Podmíněná větrná růžice, úr. 10 m, 2011.....	99
Příloha 7 Podmíněná větrná růžice, úr. 10 m, 2012.....	100
Příloha 8 Podmíněná větrná růžice, úr. 10 m, 2013.....	100
Příloha 9 Podmíněná větrná růžice, úr. 135 m, CELEK.....	100
Příloha 10 Odhad denní průměrné intenzity výparu v 8/2008, využití denních a hodinových průměrů ..	101
Příloha 11 Denní průměrná intenzita výparu v roce 2014 pro jednotlivé úrovně, denní průměry	101
Příloha 12 Denní průměrná intenzita výparu v roce 2014 pro jednotlivé úrovně, denní průměry	101
Příloha 13 Hodnoty RH pro T-Td; celek; úroveň 2 m	102
Příloha 14 Hodnoty RH pro T-Td; celek; úroveň 38 m	102
Příloha 15 Hodnoty RH pro T-Td; celek; úroveň 119 m	102
Příloha 16 Denní intenzita výparu ve dni s nejvyšší denní rychlostí větru na úr. 2 m.....	103
Příloha 17 Denní intenzita výparu ve dni s nejnižší denní rychlostí větru na úr. 2 m	103
Příloha 18 Denní intenzita výparu ve dni s nejvyšší teplotou vzduchu na úr. 2 m.....	103



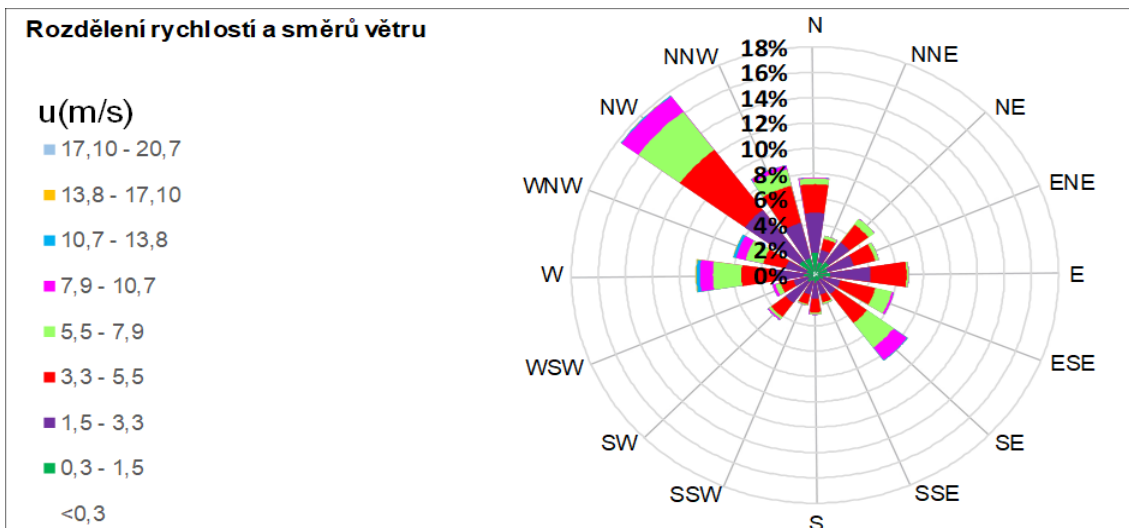
Příloha 1 Podmíněná větrná růžice, úr. 10 m, 2005



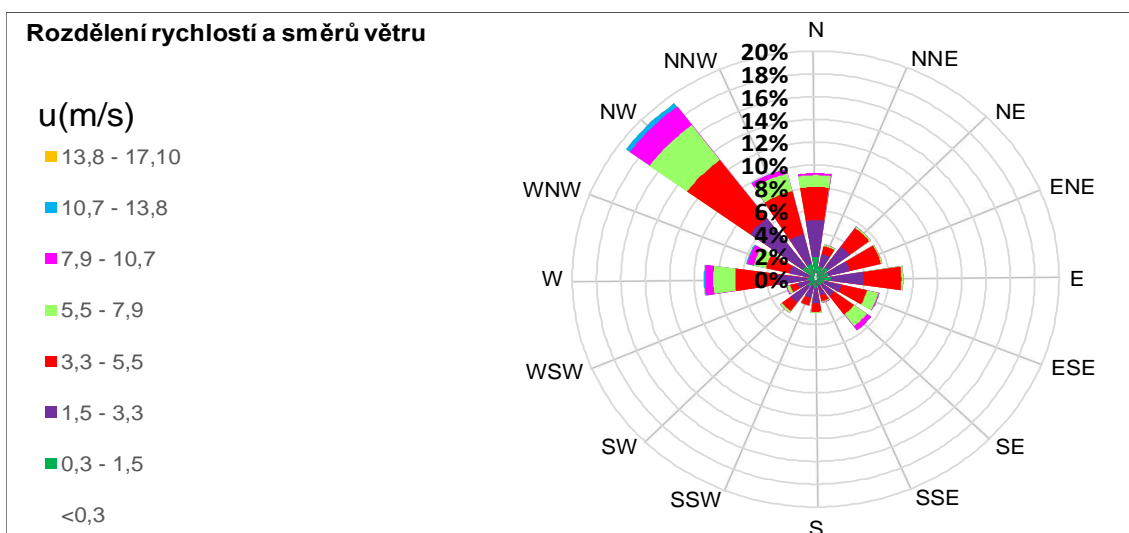
Příloha 2 Podmíněná větrná růžice, úr. 10 m, 2006



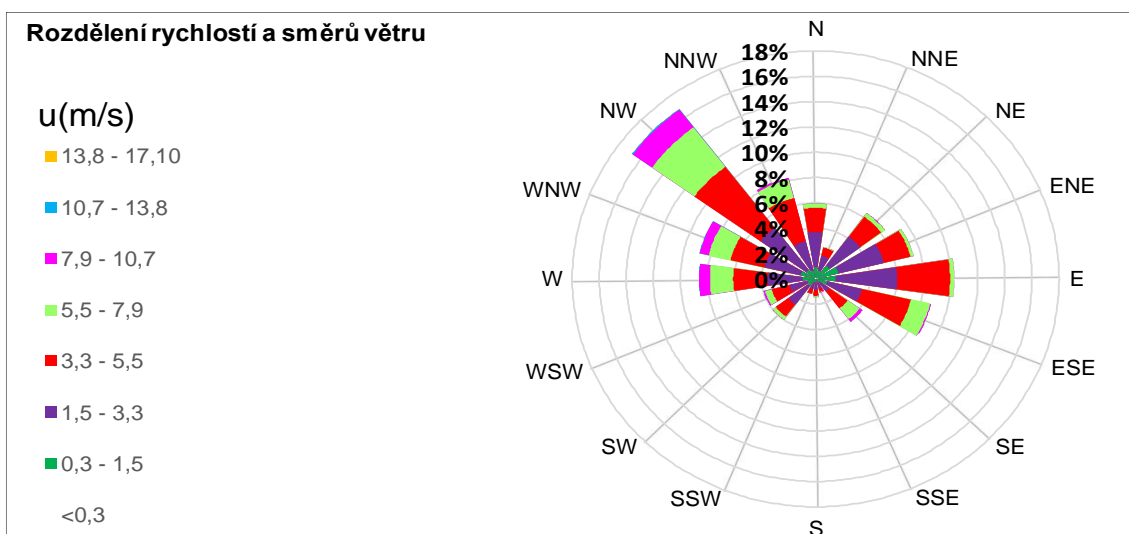
Příloha 3 Podmíněná větrná růžice, úr. 10 m, 2007



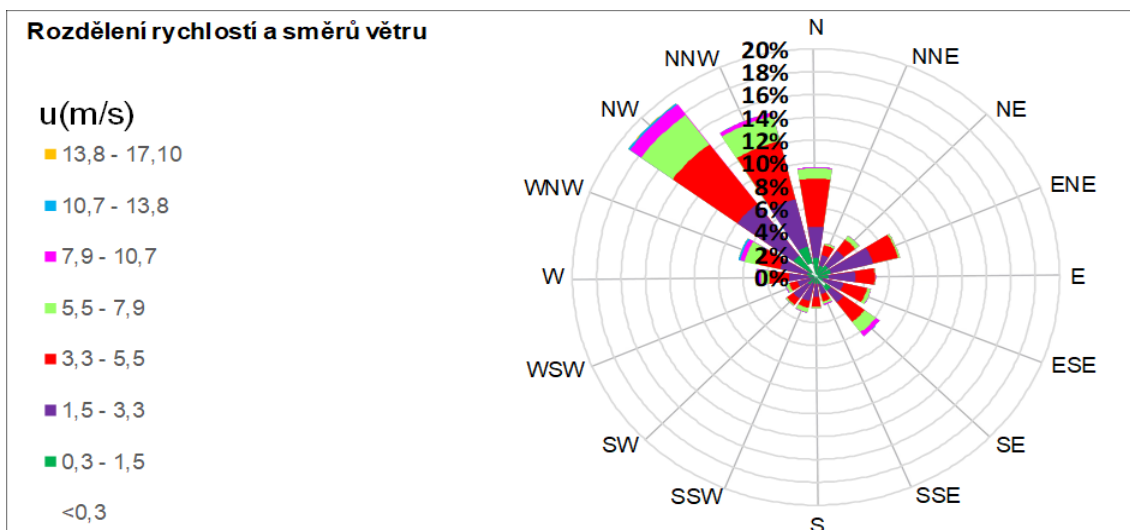
Příloha 4 Podmíněná větrná růžice, úr. 10 m, 2008



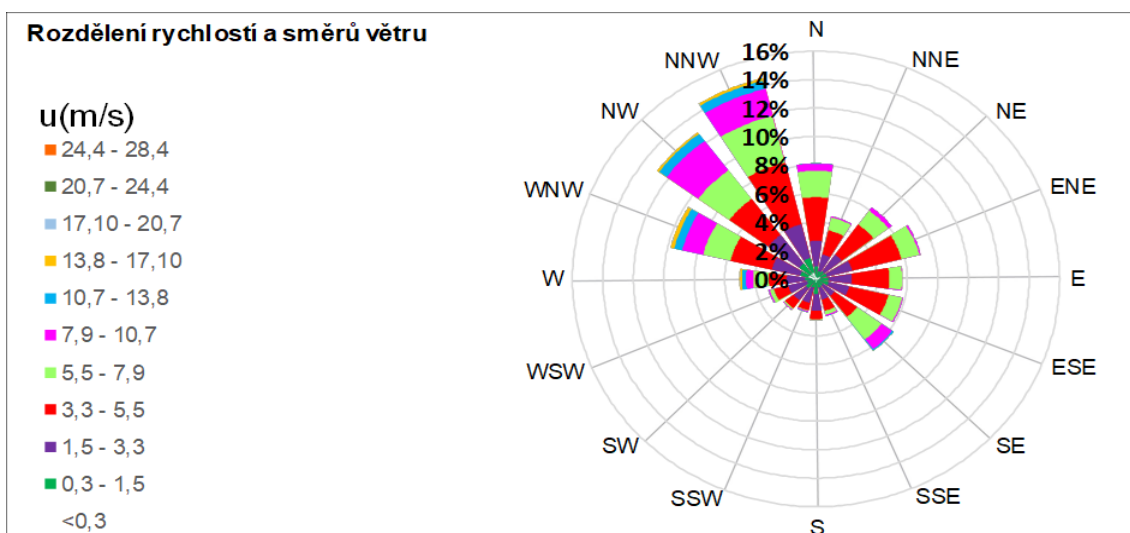
Příloha 5 Podmíněná větrná růžice, úr. 10 m, 2009



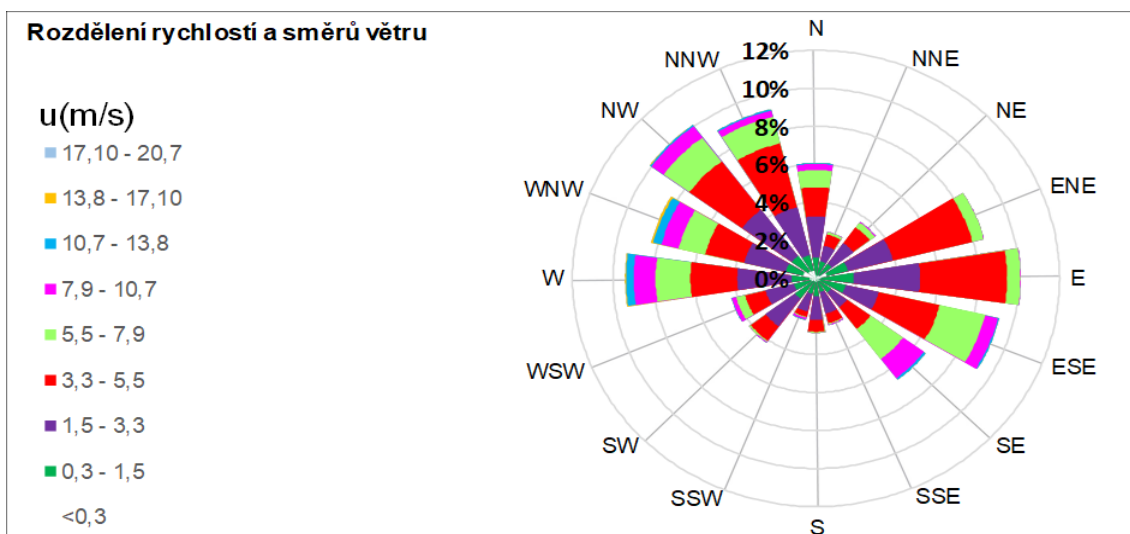
Příloha 6 Podmíněná větrná růžice, úr. 10 m, 2011



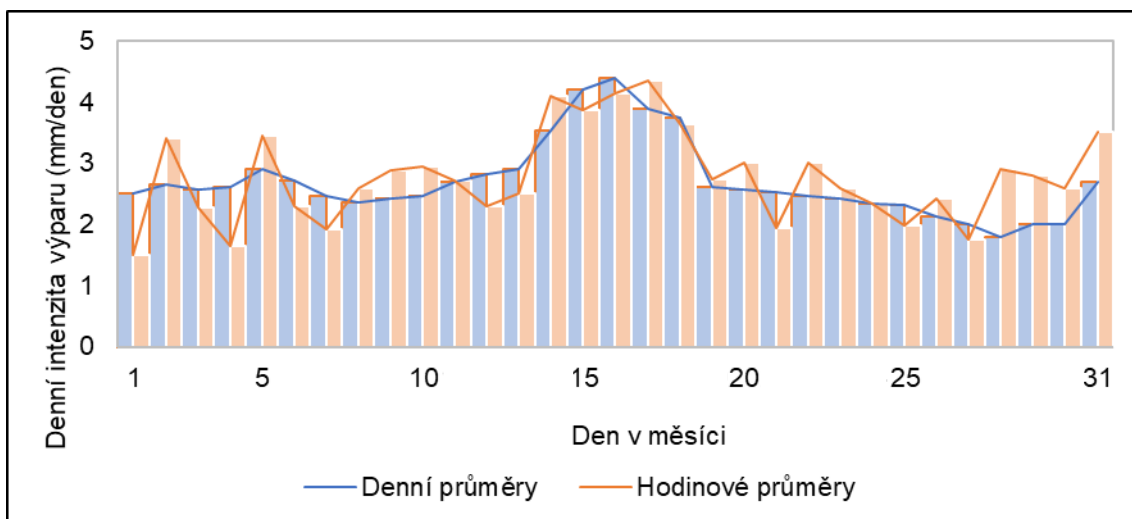
Příloha 7 Podmíněná větrná růžice, úr. 10 m, 2012



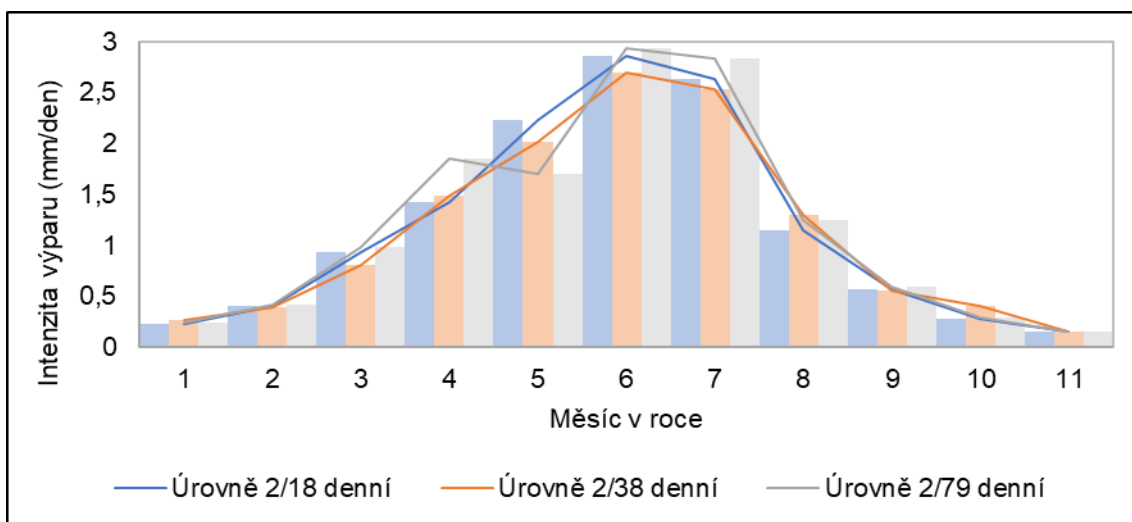
Příloha 8 Podmíněná větrná růžice, úr. 10 m, 2013



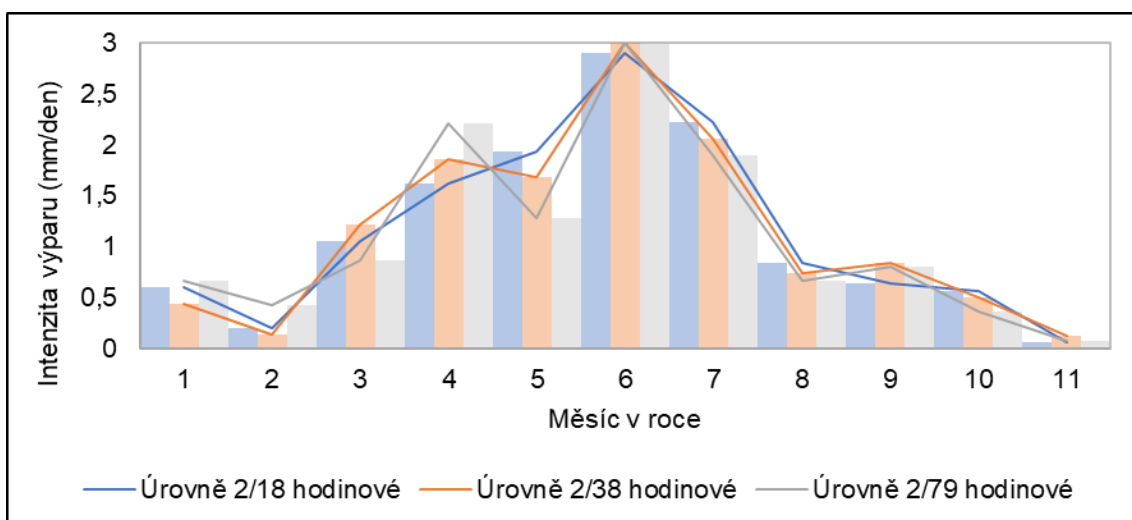
Příloha 9 Podmíněná větrná růžice, úr. 135 m, CELEK



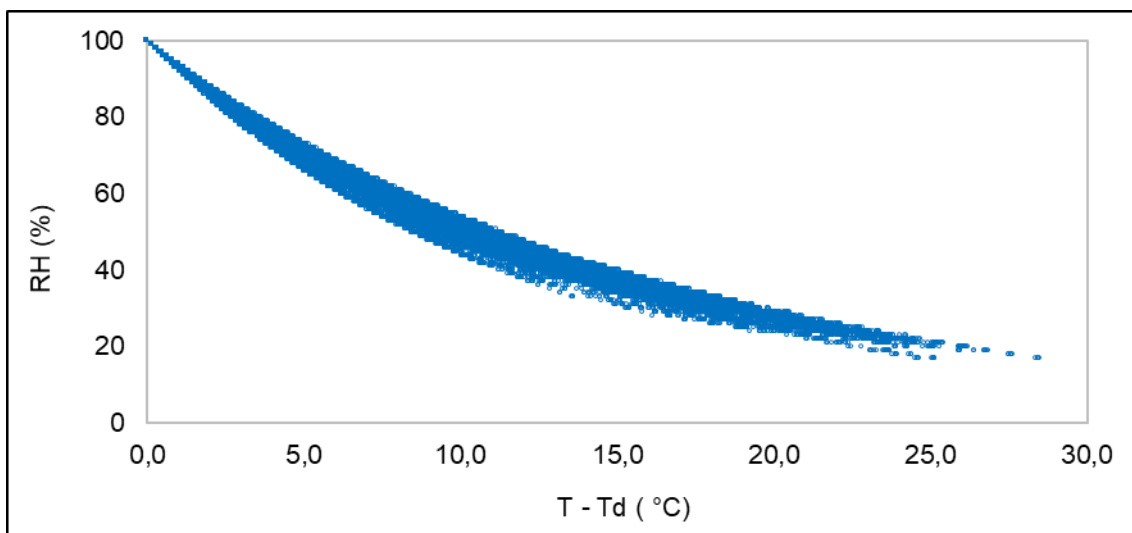
Příloha 10 Odhad denní průměrné intenzity výparu v 8/2008, využití denních a hodinových průměrů



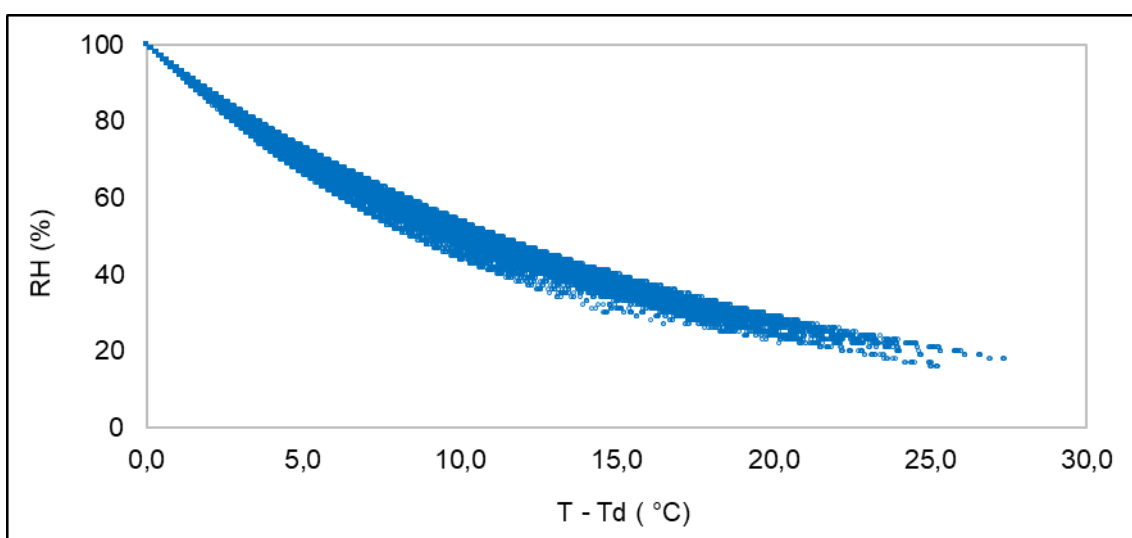
Příloha 11 Denní průměrná intenzita výparu v roce 2014 pro jednotlivé úrovně, denní průměry



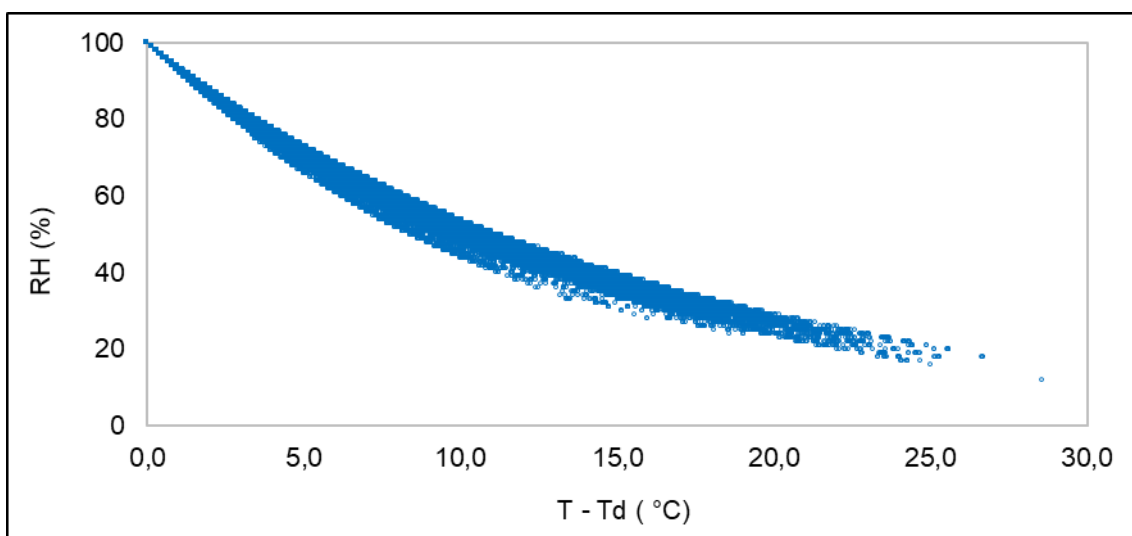
Příloha 12 Denní průměrná intenzita výparu v roce 2014 pro jednotlivé úrovně, denní průměry



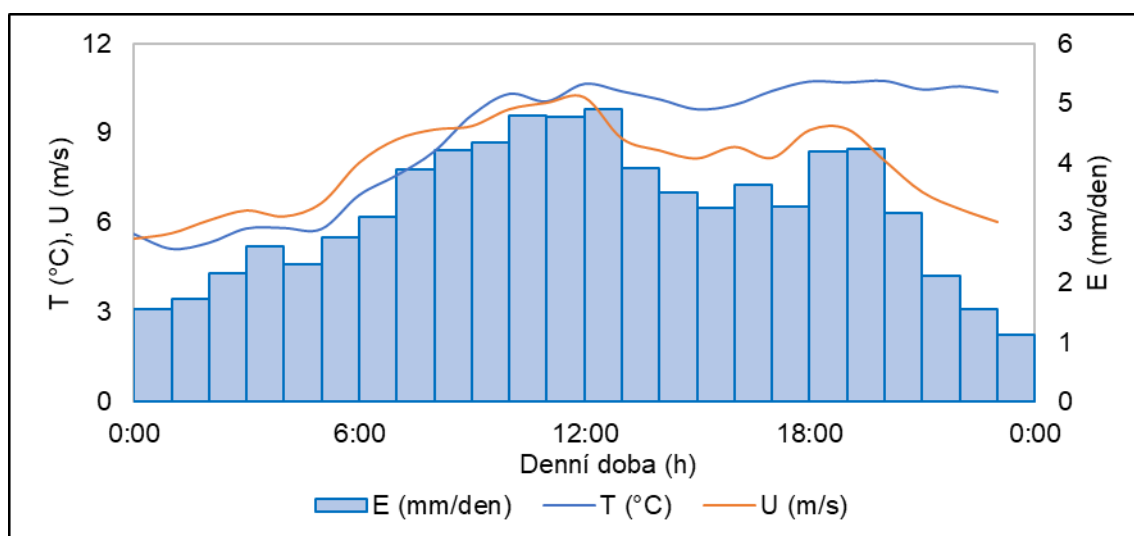
Příloha 13 Hodnoty RH pro T-Td; celek; úroveň 2 m



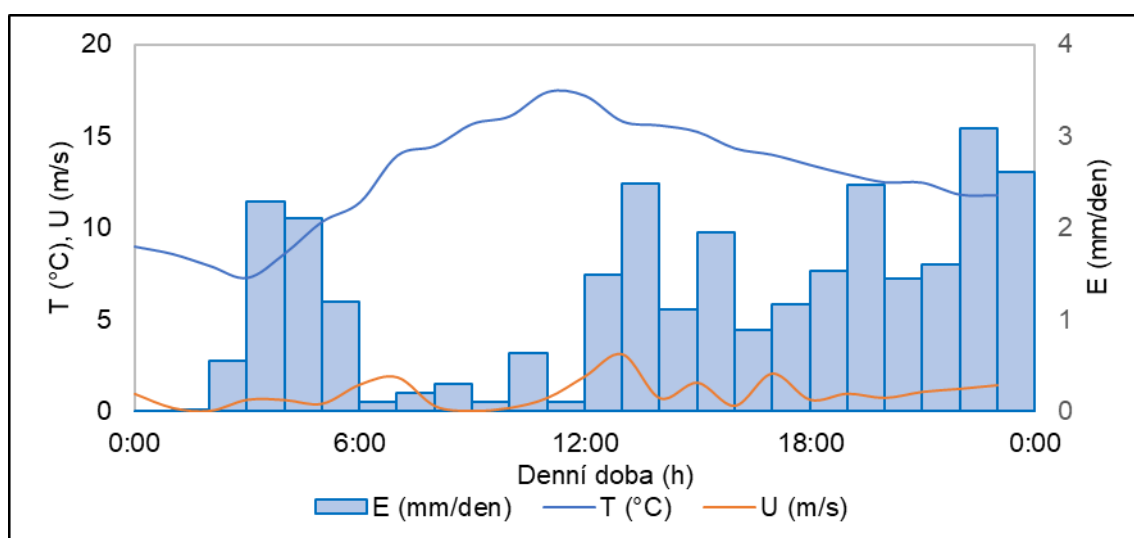
Příloha 14 Hodnoty RH pro T-Td; celek; úroveň 38 m



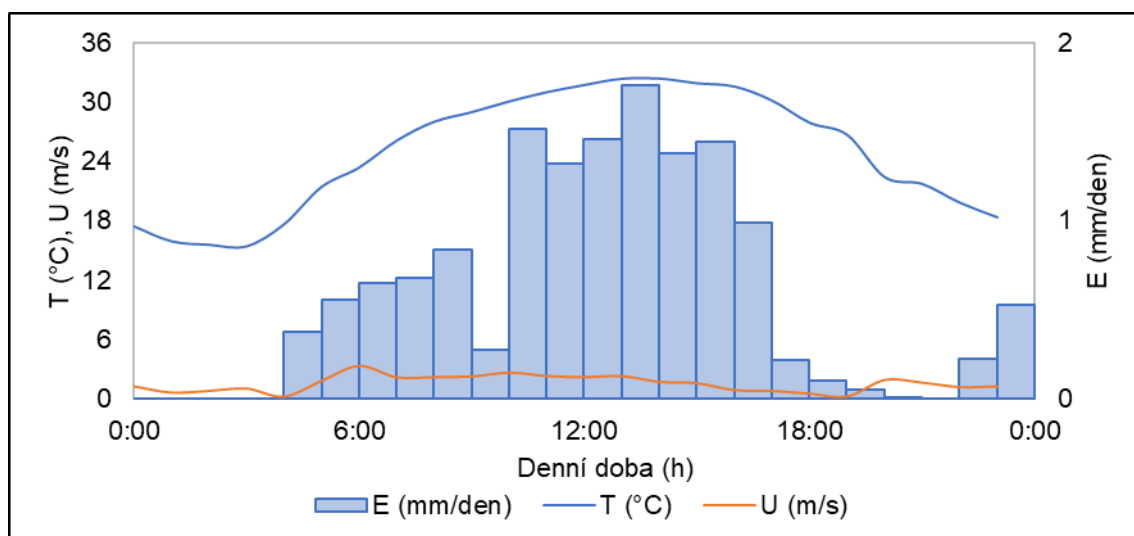
Příloha 15 Hodnoty RH pro T-Td; celek; úroveň 119 m



Příloha 16 Denní intenzita výparu ve dni s nejvyšší denní rychlostí větru na úr. 2 m



Příloha 17 Denní intenzita výparu ve dni s nejnižší denní rychlostí větru na úr. 2 m



Příloha 18 Denní intenzita výparu ve dni s nejvyšší teplotou vzduchu na úr. 2 m